

ЭТАПЫ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА И ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А.Д. Ножкин, А.С. Борисенко, П.А. Неволько

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

На основе геологических и изотопно-геохимических данных выделены (млрд лет) мезопротерозойский (1.6—1.05), ранний (1.05—0.8) и поздний неопротерозойский (0.8—0.6) этапы магматизма и эволюции земной коры Енисейского кряжа. Каждый из этапов внес определенный вклад в общую проблему региональной металлогении золота. В раннемезопротерозойское время в результате деструкции и растяжения земной коры на ЮЗ Сибирского кратона (Енисейский кряж) произошло заложение перикратонного прогиба, формирование рифтогенных базитовых ассоциаций Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса и накопление тонкозернистых терригенных осадков сухопитской серии. Золотом оказались обогащены углеродистые черные сланцы, а также породы пикробазальт-базальтовой ассоциации. В начале неопротерозоя терригенные толщи сухопитской серии в связи с гренвильской орогенией были подвержены деформации, метаморфизму и гранитизации. В более раннюю синколлизийную эпоху (1.05—0.95 млрд лет) этого этапа образованы гранитоидные купола, а в позднеколлизийную (0.88—0.86) — калий-натриевые гранитоидные плутоны. В зоне воздействия плутонов на вмещающие черносланцево-терригенные толщи сформированы дорудные метасоматиты, среди которых размещены более поздние по времени образования золоторудные месторождения. Формирование кварцево-жильных зон коррелирует с эпохой развития шарьяжно-надвиговых структур (0.85—0.82 млрд лет), генетически связанной с заключительной стадией эволюции коллизийного орогена. В поздний неопротерозойский этап в зоне Татарско-Ишимбинской системы разломов наиболее интенсивно и многократно (на рубежах 780, 750, 700 и 670—650 млн лет) проявился рифтогенный и внутриплитный магматизм. В этой зоне сосредоточены проявления мезопротерозойского вулканизма и все золоторудные месторождения Центрального металлогенического пояса Енисейского кряжа. Выделенные три эпохи формирования золото-арсенопирит-кварцевых, золото-сульфидных и золото-сурьмяных руд вполне коррелируют с эпохами заложения и эволюции рифтогенных структур и проявлениями внутриплитного магматизма на рубежах 800—770, 720—700 и 670—650 млн лет. Тектономагматические процессы этих эпох могли сыграть решающую роль в формировании золоторудных концентраций.

Мезо- и неопротерозой, этапы рифтогенеза, внутриплитный магматизм, золотое оруденение, возрастные рубежи, Енисейский кряж.

STAGES OF LATE PROTEROZOIC MAGMATISM AND PERIODS OF Au MINERALIZATION IN THE YENISEI RIDGE

A.D. Nozhkin, A.S. Borisenko, and P.A. Nevol'ko

Geological, isotopic, and geochemical data permitted distinguishing the Mesoproterozoic (1.6–1.05 Ga), Early Neoproterozoic (1.05–0.8 Ga), and Late Neoproterozoic (0.8–0.6 Ga) stages of magmatism and crustal evolution in the Yenisei Ridge. Each of them contributed to the regional Au metallogeny. In the Early Mesoproterozoic, crustal destruction and stretching in the southwestern Siberian craton (Yenisei Ridge) led to the initiation of a pericratonic trough, the formation of rift mafic associations (Rybnaya–Panimba volcanic belt), and the accumulation of fine-grained terrigenous sediments (Sukhoi Pit Group). Black carbonaceous shales and the picrite basalt–basalt association were enriched in Au. In the early Neoproterozoic, the terrigenous strata of the Sukhoi Pit Group were deformed, metamorphosed, and granitized as a result of the Grenville orogeny. Granite-gneiss domes formed in the earlier, syncollisional, period (1.05–0.95 Ga) of this stage, and K–Na granitoid plutons formed in the late collisional one (0.88–0.86 Ga). Premineral metasomatites formed in the zone where these plutons influenced enclosing black shale–terrigenous strata. They host Au deposits, which formed later. The formation of quartz-reef zones correlates with that of thrust nappes (0.85–0.82 Ga). The latter is genetically related to the final stage of the evolution of a collisional orogen. In the Late Neoproterozoic, rift and intraplate magmatism was most intense and frequent (780, 750, 700, 670–650 Ma) in the Tatarka–Ishimba fault system. Manifestations of Mesoproterozoic volcanism and all the Au deposits of the Central metallogenic belt in the Yenisei Ridge are concentrated here. The three periods of gold–arsenopyrite–quartz, gold–sulfide, and Au–Sb mineralization correlate well with the initiation and evolution of rift structures and the manifestations of intraplate magmatism at 800–770, 720–700, and 670–650 Ma. The tectonomagmatic processes which took place in these periods might have been crucial in Au ore accumulation.

Meso- and Neoproterozoic, rifting stages, intraplate magmatism, Au mineralization, age, Yenisei Ridge

ВВЕДЕНИЕ

Енисейский кряж является одной из наиболее интересных в геодинамическом и металлогеническом отношении позднедокембрийских структур Сибирского кратона. Здесь проявился мезопротерозойский вулканизм, неопротерозойский коллизионный гранитоидный, рифтогенный и внутриплитный бимодальный, субщелочной и щелочной магматизм. В центральной его зоне известен ряд урановых, редкометалльных и крупных золоторудных месторождений. Выяснение природы уникальной рудоносности и связи с процессами тектономагматизма являются ключевыми в решении проблем металлогении и геодинамики.

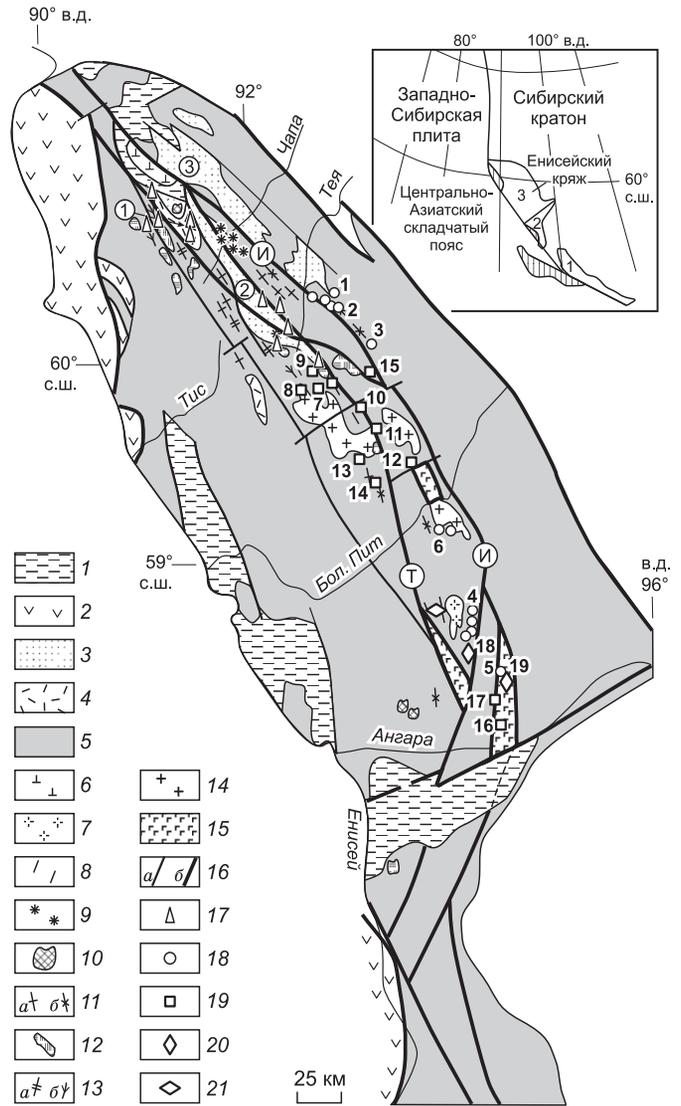
Целью настоящей работы является обоснование этапов проявления позднепротерозойского магматизма в пределах юго-западной окраины Сибирского кратона и корреляция их с эпохами золотого оруденения, развитого в Центральном металлогеническом поясе Енисейского кряжа [Геология..., 1985]. Данные исследования являются составной частью фундаментальной научной проблемы металлогении крупных магматических провинций (LIP).

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Современная юго-западная окраина Сибирского кратона представлена раннедокембрийскими выступами фундамента (Ангаро-Канский, Присяянский) и мезопротерозойской (рифейской) окраинно-континентальной областью Енисейского кряжа (рис. 1). Раннедокембрийская эволюция этих структур

Рис. 1. Схема распространения мезопротерозойских рифтогенных и внутриплитных комплексов, золоторудных и золотосодержащих урановых и редкометалльных месторождений в Енисейском кряже (район Ишимбинской и Татарской зон разломов).

1 — чехол (PZ—KZ); 2 — офиолиты и островодужные комплексы (NP); 3, 4 — рифтогенные терригенные и вулканогенно-терригенные (NP) комплексы чингасанской (3) и верхневороговской серий (4); 5 — нерасчлененные комплексы докембрия (канская, енисейская, тейская, сухопитская, тунгусикская, чапская серии); 6—12 — рифтогенные и внутриплитные комплексы: 6 — воровоговский — траппы (Т); 7 — татарский — граниты, субщелочные лейкограниты (~630 млн лет); 8 — приразломные карбонатиты (~650 млн лет); 9 — чапский комплекс — щелочные пикриты (~670 млн лет); 10 — среднетатарский — фойзиты, ийолиты и захребетнинский — тешениты, нефелиновые сиениты (700 млн лет); 11 — захребетнинский — дайки щелочных сиенит-порфиров (а) и трахидолеритов, камптонитов (б) (700 млн лет); 12 — кутукасский — лейкограниты, субщелочные лейкограниты (700—690 млн лет), гурахтинский — субщелочные граниты, лейкограниты, сиениты (~700 млн лет); 13 — ковригинский — дайки риолит-порфиров (а) и габбро-долеритов (б) (~750 млн лет); 14 — аяхтинский — граниты, субщелочные граниты, лейкограниты (760—750 млн лет); 15 — вулканогенные породы Рыбинско-Панимбинского пояса: мезопротерозойская пикробазальт-базальтовая (>1100 млн лет) и плагиориодацит-базальтовая (780 млн лет) ассоциации; 16 — разломы (а), зоны разломов (б): И — Ишимбинская, Т — Татарская; 17 — урановые и золотоурановые месторождения и рудопоявления; 18 — золоторудные узлы и месторождения золото-кварцевого типа: 1 — Советский; 2 — Александр-Агеевский; 3 — Перевальнинский; 4 — Партизанский; 5 — Раздольнинский; 6 — Аяхтинский; 19 — золоторудные узлы и месторождения золото-сульфидного типа: 7 — Верхнеенашиминский; 8 — Благодатнинский; 9 — Титамухтинский; 10 — Ерудинское; 11 — Панимбинское; 12 — Товрикульское; 13 — Золотой ключ; 14 — Ведугинское; 15 — Кварцевая гора; 16 — Попутнинское; 17 — Боголюбовское; 20 — сурьмяные месторождения: 18 — Удерейское; 19 — Раздольнинское; 21 — редкометалльные месторождения. Цифры в кружках: 1 — Верхневороговская грабен-синклиналь, 2 — Увожский грабен, 3 — Тейско-Чапский прогиб. На врезке: 1 — Присяянский, 2 — Ангаро-Канский выступы фундамента юго-западной окраины Сибирского кратона; 3 — протерозойская окраинно-континентальная область Енисейского кряжа; заштриховано — офиолиты и островодужные комплексы позднепротерозойского аккреционного пояса.



завершилась формированием раннепротерозойского Ангарского складчатого пояса, массовым внедрением коллизионных (1.87—1.84 млрд лет) гранитоидов и общей его консолидацией [Ножкин, 1999]. Мезо-неопротерозойские комплексы центральной и восточной (приплатформенной) частей Енисейского кряжа несут все признаки энциалических, эпиконтинентальных образований. Докембрийские террейны (Исаковский, Предивинский, Арзыбейский, Канский и др.), образованные островодужными комплексами, аккретированы к Сибирскому континенту в венде около 600 млн л.н. [Ножкин и др., 2007а]. Это вендское аккреционно-коллизионное событие привело к дальнейшему наращиванию континентальной коры кратона.

В кристаллическом основании докембрия Енисейского кряжа развиты раннедокембрийские гранулитогнейсовые и гнейсово-сланцевые комплексы соответственно канской и енисейской, гаревской, тейской серий. Они перекрыты мощным (до 10—15 км) комплексом мезо- и неопротерозойских отложений, характеризующихся отчетливо выраженной цикличностью, что послужило основанием для их расчленения на ряд серий: сухопитскую, тунгусикскую, верхневороговскую, чингасанскую и др. Широкое и относительно равномерное распространение по всему разрезу метапелитов позволяет на основе изотопных и геохимических данных реконструировать особенности состава и возраст пород питающих провинций и оценить вклад корового кратонического и ювенильного мантийного источника. Судя по Sm-Nd данным метапелитов, при формировании осадочных толщ Енисейского кряжа на протяжении 2 млрд лет (2.6—0.6 млрд лет) основным источником терригенного материала служила раннедокембрийская кора Сибирского кратона, а также продукты ее рециклинга и внутрикорового плавления [Ножкин и др., 2008а]. Метапелитам всего разреза (от архея до верхов неопротерозоя) свойственны неоархейский и палеопротерозойский модельные возрасты. Ближайшим источником терригенного материала для формирующихся осадочных толщ, в том числе золотоносных углеродистых сланцев, могли быть древнейшие комплексы Тунгусской гранит-зеленокаменной провинции Сибирского кратона, характеризующейся наряду с широким развитием различных по составу (в том числе и натрий-калиевых) гранитоидов массовым выходом на поверхность неистощенного мантийного изверженного вещества. Ранне- и позднепротерозойские комплексы Енисейского кряжа и Присяяня с запада окаймляют эту тектоническую провинцию [Rosen et al., 1994].

Важнейшей петролого-геохимической особенностью докембрийских комплексов и в целом земной коры юго-западной окраины кратона являются высокие силикатность и степень геохимической дифференцированности — зрелости, проявляющаяся в их обогащенности некогерентными редкими и радиоактивными элементами (K, Rb, Th, U, PЗЭ, Zr и др.) [Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин, 1997а,б; Ножкин и др., 2003; 2009а]. Изотопно-геохимические данные указывают на присутствие в источниках сноса во время накопления верхних горизонтов канской, нижних — енисейской, тейской и чингасанской серий высокодифференцированного гранитоидного материала, по существу — Na-K гранитов [Ножкин и др., 2008а]. Заметный вклад ювенильного мантийного вещества происходил в период образования отложений верхних частей разреза тейской, нижних и средних — сухопитской, а также поздненеопротерозойских осадочных серий.

ЭТАПЫ МАГМАТИЗМА И ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА В МЕЗО- И НЕОПРОТЕРОЗОЕ

На основе геологических, петролого-геохимических и изотопно-геохронологических данных выделяются следующие этапы магматизма и эволюции земной коры Енисейского кряжа в мезо- и неопротерозое, представляющие повышенный интерес в рамках рассматриваемой проблемы (млрд лет): мезопротерозойский (1.6—1.05), ранний (1.05—0.8) и поздний неопротерозойский (0.8—0.6).

Мезопротерозойский этап

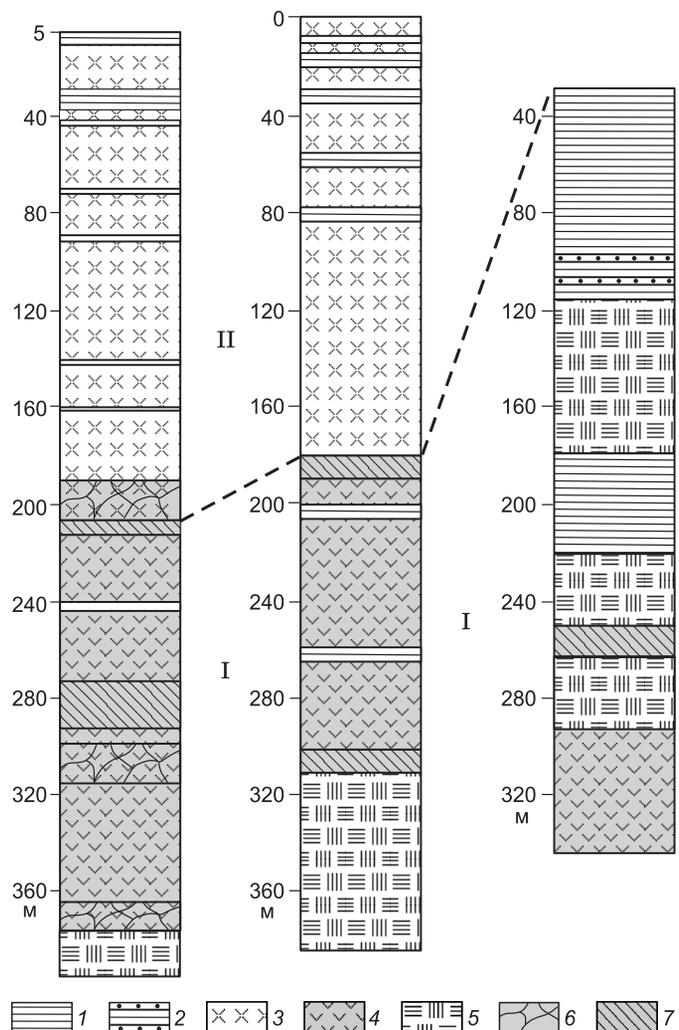
Мезопротерозойскому этапу развития земной коры региона предшествовала эпоха пенепленизации и формирования кор выветривания. В мелководных бассейнах шельфового типа накапливались высокоглиноземистые терригенные и глинисто-карбонатные отложения тейской серии. В раннем рифее (мезопротерозое) на западе Сибирского кратона произошло заложение Предъенисейского перикратонного прогиба и последующее образование осадочных серий общей мощностью от 10 до 13—14 км. На Енисейском кряже в раннемезопротерозойское время масштабная деструкция шельфовых зон кратона, сопряженная с интенсивным растяжением коры, обусловила развитие рифтогенных базитовых (в том числе субщелочных) комплексов, а также пикробазальт-базальтовой ассоциации Рыбинско-Панибинского вулканического пояса и накопление мощных толщ тонкозернистых терригенных осадков (кординско-горбилкокско-удерейский уровень сухопитской серии). Одновременно с процессами вулканизма происходило становление базитовых и, вероятно, гранитоидных интрузий [Попов и др., 2010].

Метапикробазальт-базальтовая ассоциация. В центральной части Енисейского кряжа выделяется Рыбинско-Панимбинский вулканический пояс, прослеживающийся от р. Ангара до р. Панимба и далее на северо-запад, судя по геофизическим данным, на расстояние около 200—250 км. Повышенный интерес к магматическим ассоциациям пояса обусловлен ограниченностью сведений о мезопротерозойских проявлениях тектономагматизма в структурах юго-западной окраины Сибирского кратона, а также пространственной сопряженностью Рыбинско-Панимбинского пояса и главных золоторудных районов Центральной металлогенической зоны Енисейского кряжа. В вулканогенно-осадочных толщах и субвулканических интрузиях этого пояса, нередко с повышенным фоном (кларком) золота, размещены месторождения и рудопроявления золота, сурьмы и колчеданных руд.

В Приангарье (бассейны рек Рыбная, Бол. Мурожная, Татарка) выходы пород данного пояса приурочены к зонам Ишимбинского и Татарского разломов, носящих в современной структуре черты крутопадающих надвигов (см. рис. 1). Вулканогенные образования в виде отдельных дислоцированных пластин и небольших тел прерывисто обнажаются среди мезопротерозойских метатерригенно-сланцевых отложений нижних горизонтов сухопитской, реже верхних пачек тейской серий. Доказано, что все эти разрозненные выходы единых по петрогеохимическому составу магматических пород развиты в разрезе вулканогенно-осадочной толщи мощностью 500—600 м, прослеживающейся в субмеридиональном направлении вдоль р. Рыбная (приток Ангары) и падающей на восток под углами 20—60°. Данная толща именуется панимбинской по р. Панимба, где впервые описан разрез этих вулканогенно-осадочных образований [Петров, 1970; Злобин, 1980]. Основная часть вскрытого скважинами разреза толщи на р. Рыбная сложена метаморфизованными породами пикробазальт-базальтового состава (рис. 2). Эта ассоциация преимущественно высокомагнезиальных пород представлена лавами, туфолавами, туфами и туфобрекчиями пикробазальтового, базальтового и изредка пикритового составов, в которых местами проявлена слоистость и полосчатость, миндалекаменные текстуры, порфиоровые и обломочные структуры. Среди них развиты горизонты углеродистых тонкообломочных терригенных и туфогенных сланцев, а также субвулканические тела (силлы, дайки) амфиболизированных диабазов и пикритоидов. Породы метаморфизованы от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации, включают зоны рассланцевания, дробления, гидротермально-метаморфизма, несущие золото-сульфидную минерализацию. Наблюдаемые вулканыты — это обычно хлорит-тремолитовые, хлорит-тремолит-актинолитовые, тальк-хлорит-тремолитовые ± плагиоклаз, изредка серпентин-тремолитовые ортосланцы, плагиоклазовые амфиболиты и амфиболовые сланцы по пикробазальтам и базальтам, иногда содержащие реликты клинопироксена или хромшпинелидов. В зонах динамометаморфизма они превращены в зеленые тальк-хлоритовые, тальк-хлорит-карбонатные, хлорит-актинолит-карбонатные сланцы. Высокомагнезиальные ($MgO > 19$ мас.%) пикробазальты обычно переслаиваются с умеренно магнезиальными (16—19 мас.% MgO) пикробазальтами, мета-

Рис. 2. Фрагменты разрезов осадочно-вулканогенных панимбинской (I) и рыбинской (II) толщ, вскрытых скважинами на Рыбинском участке.

1 — углеродистые сланцы (метапелиты); 2 — чередование черных углеродистых алевросланцев и кварцево-полевошпатовых песчаников; 3 — кислые вулканыты и туфы плагиориодацитового состава (плагиориодацит-базальтовая ассоциация); 4 — metabазальты и их туфы; 5 — метапикробазальты и их туфы (метапикробазальт-базальтовая ассоциация); 6 — зоны дробления; 7 — зоны милонитизации и рассланцевания (тектонические швы).



базальтами, базальтами и их туфами. Среди магматических пород Рыбинско-Панимбинского пояса отсутствуют высокомагнезиальные разновидности с $MgO > 24\text{--}25$ мас.%, а также породы дунит-перидотитового состава, массивы габброидов и пироксенитов, поэтому относить эти образования к офиолитам или фрагментам их разреза [Хераскова, 1999], на наш взгляд, нет оснований.

Более мощный разрез амфиболизированных базитов такого же петрогеохимического состава на протяжении 5.5 км обнажается по правому берегу р. Ангара, ниже пос. Рыбное [Ножкин, 1997б; Хераскова, 1999; Черных, 2000; Ножкин и др., 2008в]. Значительная часть разреза образована амфиболизированными диабазами (долеритами) и габбро-диабазами. Они прорываются отдельными более поздними дайками неизмененных высокотитанистых базитов. Конформно с метадиабазами и метагаббро-диабазами залегают покровы амфиболизированных базальтов, включающие горизонты полевошпат-актинолитовых сланцев по туфогенным породам основного состава. Все породы смяты в опрокинутые складки и разломами разделены на разноранговые блоки. Общая мощность разреза около 900—1000 м.

Высокомагнезиальные ($MgO = 16\text{--}23$ мас.%) метавулканыты с повышенным содержанием кремнезема ($SiO_2 > 44\text{--}45$ мас.%) отнесены к группе основных пород — пикробазальтам [Магматические..., 1983]. В представительной выборке ($n = 110$ проб) [Корнев и др., 1998] среднее содержание $MgO = 21.5 \pm 1.9$ и $SiO_2 = 47.8 \pm 3$ мас.% (в пересчете на безводное вещество). Для них характерны общая низкая щелочность ($Na_2O + K_2O = 0.1\text{--}0.4$ мас.%) и повышенная титанистость ($TiO_2 = 0.95 \pm 0.1$ мас.%) (табл. 1), пониженные CaO/TiO_2 (7.7), CaO/Al_2O_3 (0.7) и Al_2O_3/TiO_2 (10.4), что отличает их от типичных пород коматиитовой серии [Nesbitt et al., 1979; Arndt, Nisbet, 1982; Конди, 1983]. На диаграмме $MgO\text{--}TiO_2$ их составы располагаются вне поля коматиитов и коматиитовых базальтов. В сравнении с коматиитами аналогичной магнезиальности в них более высокие Ti/Zr (165), Ti/Sc (186), V/Sc (8.3); характерно резкое обеднение легкими РЗЭ (рис. 3, а). С высокой магнезиальностью пикробазальтов коррелируют повышенные концентрации в них Cr, Co, Ni. Среди низкомагнезиальных ($MgO = 5.1\text{--}7.5$ мас.%) пород основного состава преобладают низкотитанистые ($TiO_2 = 0.9\text{--}1.3$ мас.%), низкоглиноземистые толеитовые базальты нормального ряда, характеризующиеся весьма низким содержанием калия ($K_2O = 0.03\text{--}0.2$ мас.%), U (0.05—0.1 г/т), Th (0.08—0.1 г/т), Rb (1—4 г/т), РЗЭ (4—18 хондритовых уровней) (см. табл. 1). Характерный для N-MORB профиль распределения РЗЭ с $(La/Yb)_n$ от 0.4 до 0.8 (см. рис. 3, б) свидетельствует об их выплавлении из деплетированного источника [Магматические..., 1985]. Однако от типичных толеитов N-MORB их отличают пониженные содержания TiO_2 , Al_2O_3 , CaO, Y, Sr, Ni, Cr, высокозарядных элементов — U, Th, Zr, Hf, Ta, Nb и повышенные ΣFeO и V [Condie, 1989]. Более низкие (в сравнении с N-MORB) концентрации Ta и Nb, отчетливо проявляющиеся на мультиэлементных спектрах

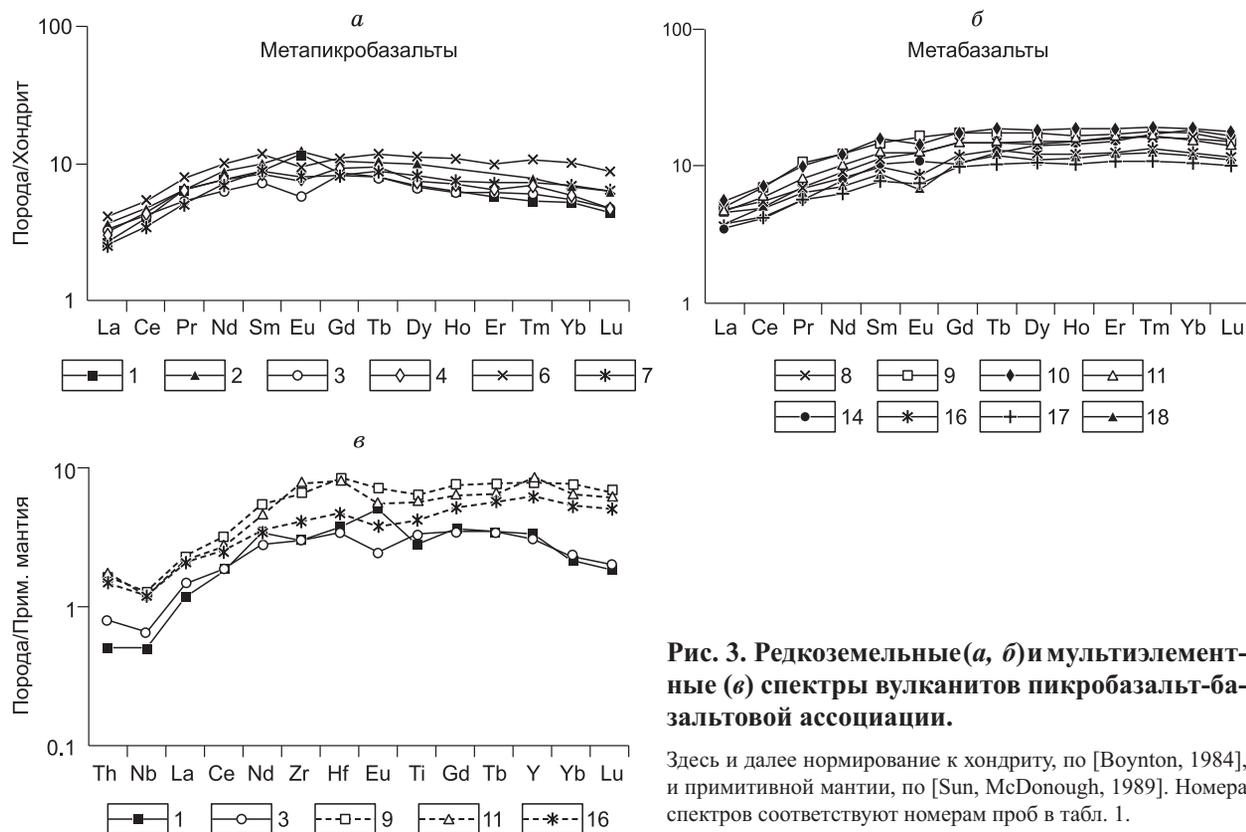


Рис. 3. Редкоземельные (а, б) и мультиэлементные (в) спектры вулканитов пикробазальт-базальтовой ассоциации.

Здесь и далее нормирование к хондриту, по [Boynnton, 1984], и примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989]. Номера спектров соответствуют номерам проб в табл. 1.

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/г) элементов в представительных пробах вулканических и жильных пород метапикробазальт-базальтовой ассоциации

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	35-80	37-80	12-08	31-80	741-80	2-08	62-08	55-80	57-80
SiO ₂	43.38	43.90	41.44	43.10	43.34	40.79	42.38	45.22	46.00
TiO ₂	0.94	0.85	0.73	0.75	0.65	1.21	0.82	1.09	1.38
Al ₂ O ₃	8.97	10.11	9.60	8.86	8.17	10.88	10.15	11.00	16.80
Fe ₂ O ₃	2.25	0.61	0.62	1.40	1.95	12.48**	12.36**	1.08	0.87
FeO	9.24	10.20	9.66	10.87	10.67	—	—	10.90	15.97
MnO	0.16	0.17	0.12	0.19	0.20	0.08	0.17	0.34	0.21
MgO	21.27	21.20	20.05	21.49	20.35	21.40	22.16	5.10	6.10
CaO	6.67	5.50	3.77	4.57	9.11	5.79	6.20	8.85	3.10
Na ₂ O	0.25	0.38	0.34	0.36	0.17	<0.03	0.10	3.77	2.13
K ₂ O	0.05	0.06	0.03	0.06	0.05	<0.01	<0.01	0.12	0.03
P ₂ O ₅	0.13	0.08	0.07	0.08	0.08	0.05	0.06	0.12	0.14
П.п.п.	6.40	6.70	6.79	7.95	5.22	7.06	5.88	12.85	5.34
Th	0.043	0.067	0.068	0.049	0.076	0.53	0.088	0.069	0.14
U	0.031	0.067	0.068	0.03	0.053	0.42	0.024	0.14	0.26
Rb	1.58	4	0.5	6.3	0.83	0.92	3.1	3.8	0.67
Sr	143	240	180	58	70	64	26	115	96
Ba	7.1	11.5	11	11	24	5.8	8.8	99	11.2
Sc	31	27	29	32	35	—	—	41	57
Y	15.3	17.5	14	14.8	15.2	19.6	12.9	34	36
Zr	34	39	34	34	27	58	24	55	74
Hf	1.16	1.1	1.06	1.09	0.95	1.53	0.71	1.69	2.6
Nb	0.36	0.65	0.47	0.27	0.27	1.09	0.43	0.67	0.91
Ta	<0.1	0.024	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
La	0.82	1.21	1.02	0.96	0.47	1.25	0.78	1.17	1.57
Ce	3.2	4	3.3	3.5	1.29	4.3	2.8	4.1	5.7
Pr	0.78	0.77	0.65	0.78	0.26	0.96	0.62	0.85	1.3
Nd	4.6	4.5	3.8	4.6	2.1	6	4.2	5.4	7.4
Sm	1.71	1.61	1.42	1.64	1.27	2.3	1.69	2.2	2.9
Eu	0.85	0.76	0.42	0.55	0.38	0.69	0.58	0.92	1.2
Gd	2.2	2.3	2.1	2.4	2	2.8	2.1	3.8	4.5
Tb	0.38	0.43	0.38	0.45	0.38	0.56	0.42	0.7	0.83
Dy	2.2	2.6	2.2	2.4	2.5	3.6	2.6	4.7	5.7
Ho	0.45	0.5	0.45	0.51	0.51	0.78	0.54	1.09	1.21
Er	1.21	1.56	1.27	1.34	1.52	2.1	1.52	3.4	3.6
Tm	0.17	0.23	0.19	0.22	0.22	0.34	0.23	0.52	0.57
Yb	1.08	1.25	1.15	1.21	1.39	2.1	1.45	3.3	3.7
Lu	0.14	0.17	0.15	0.15	0.2	0.28	0.2	0.49	0.5
V	211	241	236	248	224	399	231	380	583
Cr	1968	1776	1618	2080	1777	2389	1961	56	71
Co	78	86	82	95	68	155	116	42	64
Ni	843	1000	1068	970	606	1075	935	49	52
(La/Yb) _n	0.51	0.65	0.60	0.53	0.23	0.40	0.36	0.24	0.29
(La/Sm) _n	0.30	0.47	0.45	0.37	0.23	0.34	0.29	0.33	0.34
Eu/Eu*	1.34	1.21	0.74	0.85	0.73	0.83	0.94	0.97	1.02

Компо- нент	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	58-80	61-08	63-08	56-08	58-08	94-80	76-08	79-08	81-08	100-80	742-80
SiO ₂	52.81	49.22	46.55	50.84	49.36	50.76	47.13	47.93	48.07	49.00	49.48
TiO ₂	1.32	1.21	1.25	1.56	0.85	1.36	0.93	0.77	0.85	0.80	0.84
Al ₂ O ₃	11.08	12.70	13.80	14.72	13.63	13.63	15.40	15.85	15.10	13.30	13.81
Fe ₂ O ₃	1.57	1.41	1.30	11.02**	13.20**	1.60	1.75	1.42	1.22	1.82	1.77
FeO	11.23	11.92	10.29	—	—	9.42	10.71	10.20	11.54	10.71	9.01
MnO	0.30	0.21	0.19	0.12	0.19	0.18	0.20	0.20	0.22	0.24	0.17
MgO	5.40	5.34	7.23	6.20	7.01	7.94	7.71	7.51	8.03	10.40	11.22
CaO	5.57	5.45	5.15	5.87	5.10	6.57	10.81	11.30	9.96	8.60	6.35
Na ₂ O	3.10	3.39	5.24	3.89	3.06	4.72	2.64	2.62	3.06	2.38	3.00
K ₂ O	0.20	0.08	0.53	0.37	<0.01	0.15	0.12	0.19	0.17	0.10	0.06
P ₂ O ₅	0.14	0.11	0.09	0.11	0.08	0.12	0.09	0.07	0.06	0.04	0.09
П.п.п.	7.48	4.20	4.71	5.50	7.59	4.05	1.74	1.59	1.60	2.51	4.19
Th	0.11	0.15	0.069	0.17	0.15	0.18	0.13	0.13	0.14	0.7	1.17
U	0.052	0.48	0.069	0.089	0.047	0.06	0.067	0.066	0.05	0.1	0.45
Rb	12.5	4.4	4.6	3.3	0.4	2.3	0.99	4.3	1.33	4	1.16
Sr	31	113	220	174	149	29	89	78	74	127	69
Ba	242	252	525	489	28	80	32	76	45	50	11.2
Sc	62	49	36	—	—	40	48	51	52	51	45
Y	41	39	17.3	28	27	25	28	23	27	20	22
Zr	69	87	61	43	32	67	47	37	39	46	51
Hf	2.3	2.5	1.83	1.55	0.93	2.3	1.47	1.14	1.24	1.6	1.7
Nb	0.82	0.86	0.86	1.15	0.75	0.8	0.84	0.55	0.94	0.83	1.99
Ta	0.11	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.11	<0.1	<0.1	<0.1	0.06	0.21
La	1.71	1.45	1.52	1.89	1.08	2.3	1.48	1.18	1.43	2.17	4.8
Ce	5.9	4.8	5.5	7.2	3.4	7.6	4.4	3.4	3.9	8.6	10.6
Pr	1.24	0.99	1.12	1.61	0.69	1.54	0.84	0.69	0.78	—	1.62
Nd	7.4	6.1	6.7	9.5	4.7	8.8	4.8	3.8	4.3	7.2	7.4
Sm	3.1	2.5	2.5	3.7	2	3.1	1.9	1.51	1.7	2.7	2.3
Eu	1.06	0.93	0.86	1.42	0.79	1.25	0.63	0.54	0.49	1	0.77
Gd	4.5	3.8	3.2	4.5	2.7	4.0	3.1	2.6	2.7	3.5	3
Tb	0.89	0.7	0.51	0.92	0.6	0.69	0.62	0.48	0.56	0.67	0.57
Dy	5.9	4.9	3.2	5.9	4.5	4.3	4	3.4	3.6	4.15	3.6
Ho	1.34	1.1	0.65	1.2	1.05	0.88	0.88	0.74	0.83	—	0.7
Er	3.9	3.4	1.55	3.3	3.2	2.3	2.6	2.3	2.5	—	2.1
Tm	0.61	0.53	0.24	0.5	0.55	0.33	0.43	0.35	0.4	0.44	0.32
Yb	3.9	3.2	1.29	3	3.8	2.0	2.6	2.2	2.5	2.7	1.9
Lu	0.58	0.46	0.18	0.43	0.54	0.29	0.38	0.32	0.35	0.4	0.29
V	447	418	368	402	351	416	333	323	346	250	267
Cr	69	60	258	301	177	297	304	147	125	278	652
Co	51	44	42	49	64	42	46	47	51	45	41
Ni	49	44	126	109	69	108	113	92	83	150	179
(La/Yb) _n	0.30	0.31	0.79	0.42	0.19	0.78	0.38	0.36	0.39	0.54	1.70
(La/Sm) _n	0.35	0.36	0.38	0.32	0.34	0.47	0.49	0.49	0.53	0.51	1.31
Eu/Eu*	0.87	0.92	0.93	1.06	1.04	1.09	0.79	0.83	0.70	0.99	0.90

Компо- нент	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	27-80	90-08	27-08	710-80	708-80	700-80	111-80	103-08	108-08	57-08
SiO ₂	44.18	49.44	48.91	45.72	48.58	49.16	48.00	47.72	47.07	53.28
TiO ₂	1.36	1.14	1.43	1.58	0.93	1.66	1.66	3.04	1.27	1.40
Al ₂ O ₃	14.31	12.95	12.72	13.45	14.16	13.09	15.10	13.70	14.56	16.60
Fe ₂ O ₃	1.45	2.89	11.90**	3.98	4.45	3.98	3.40	3.00	2.30	1.42
FeO	18.12	10.49	—	13.85	9.03	11.87	12.63	12.97	9.28	11.92
MnO	0.26	0.23	0.11	0.27	0.19	0.24	0.32	0.21	0.19	0.10
MgO	6.37	6.95	7.29	5.86	7.05	5.96	5.95	5.34	8.14	4.17
CaO	3.28	10.06	5.49	9.94	10.36	8.01	8.35	6.63	10.97	0.31
Na ₂ O	2.22	3.46	3.55	2.67	2.75	3.36	2.38	3.57	2.64	6.00
K ₂ O	0.04	0.17	12.09	0.38	0.16	0.24	0.21	0.17	0.22	0.10
P ₂ O ₅	0.15	0.09	0.10	0.15	0.08	0.16	0.12	0.28	0.11	0.13
П.п.п.	7.34	2.14	6.18	1.96	2.44	2.29	1.65	3.55	3.08	3.99
Th	0.2	0.35	0.16	0.5	0.27	0.9	1.19	0.51	0.48	1.49
U	0.26	0.14	0.1	0.19	0.14	0.25	0.39	0.19	0.14	0.88
Rb	0.89	1.54	63	1.21	1.42	4	2.4	5.6	6.4	5.1
Sr	169	115	62	98	48	90	111	240	242	45
Ba	9.7	27	153	40	94	60	37	152	69	133
Sc	57	42		38	44	44	50	36	39	46
Y	40	27	24	44	27	27	38	21	20	34
Zr	75	71	63	88	49	91	103	79	66	95
Hf	2.3	1.98	1.76	2.5	1.55	2.7	3.2	2.2	1.94	2.9
Nb	1.01	1.55	1.06	1.81	0.95	4.71	4.4	7.1	5.6	2.7
Ta	<0.1	0.14	<0.1	0.13	<0.1	0.2	0.35	0.46	0.42	0.21
La	1.19	2.4	2	3.3	1.91	4.65	7.8	6	6	7
Ce	4.4	6.4	7.4	8.9	5.5	13.5	18.2	14.3	14.1	16.6
Pr	1.07	1.2	1.53	1.66	0.98		3	2.3	2.2	2.5
Nd	6.8	6.4	9.5	9	5.4	10.8	14.6	10.9	9.9	11.4
Sm	2.9	2.4	3.6	3.4	1.99	3.7	4.2	2.8	2.6	3.2
Eu	0.96	0.8	1.03	1.22	0.78	1.39	1.55	0.73	0.92	0.98
Gd	4.7	3.2	4	5.1	3.2	4.1	5.4	3.4	3.1	4.4
Tb	0.91	0.58	0.78	0.91	0.57	0.76	0.89	0.53	0.51	0.75
Dy	6	3.9	4.9	6.2	3.8	—	5.8	3.4	3.1	4.9
Ho	1.3	0.78	1	1.33	0.83	—	1.21	0.66	0.64	1.07
Er	3.9	2.4	2.9	4	2.4	—	3.4	1.92	1.79	3
Tm	0.61	0.37	0.45	0.61	0.36	0.44	0.51	0.29	0.26	0.49
Yb	3.6	2.2	2.7	3.7	2.3	3.1	3	1.74	1.73	2.9
Lu	0.5	0.31	0.37	0.52	0.32	0.41	0.46	0.24	0.25	0.4
V	523	361	480	494	385	350	443	499	313	336
Cr	165	141	326	63	79	65	75	64	165	146
Co	60	42	65	55	49	45	48	33	44	51
Ni	54	81	122	24	74	58	33	52	94	89
(La/Yb) _n	0.22	0.74	0.50	0.60	0.56	1.01	1.75	2.32	2.34	1.63
(La/Sm) _n	0.26	0.63	0.35	0.61	0.60	0.79	1.17	1.35	1.45	1.38
Eu/Eu*	0.80	0.88	0.83	0.90	0.95	1.09	1.00	0.72	0.99	0.80

Примечание. 1—7 — метапикробазальты, 8—18 — метабазаьты, 19, 20 — магнезиальные (оливиновые) метабазаьты, 21—25 — амфиболитизированные диабазы, 26, 27 — амфиболитизированные габбро-диабазы, 28—30 — титанистые базаьты. Прочерк — нет данных.

** Fe₂O₃ — здесь и далее железо общее.

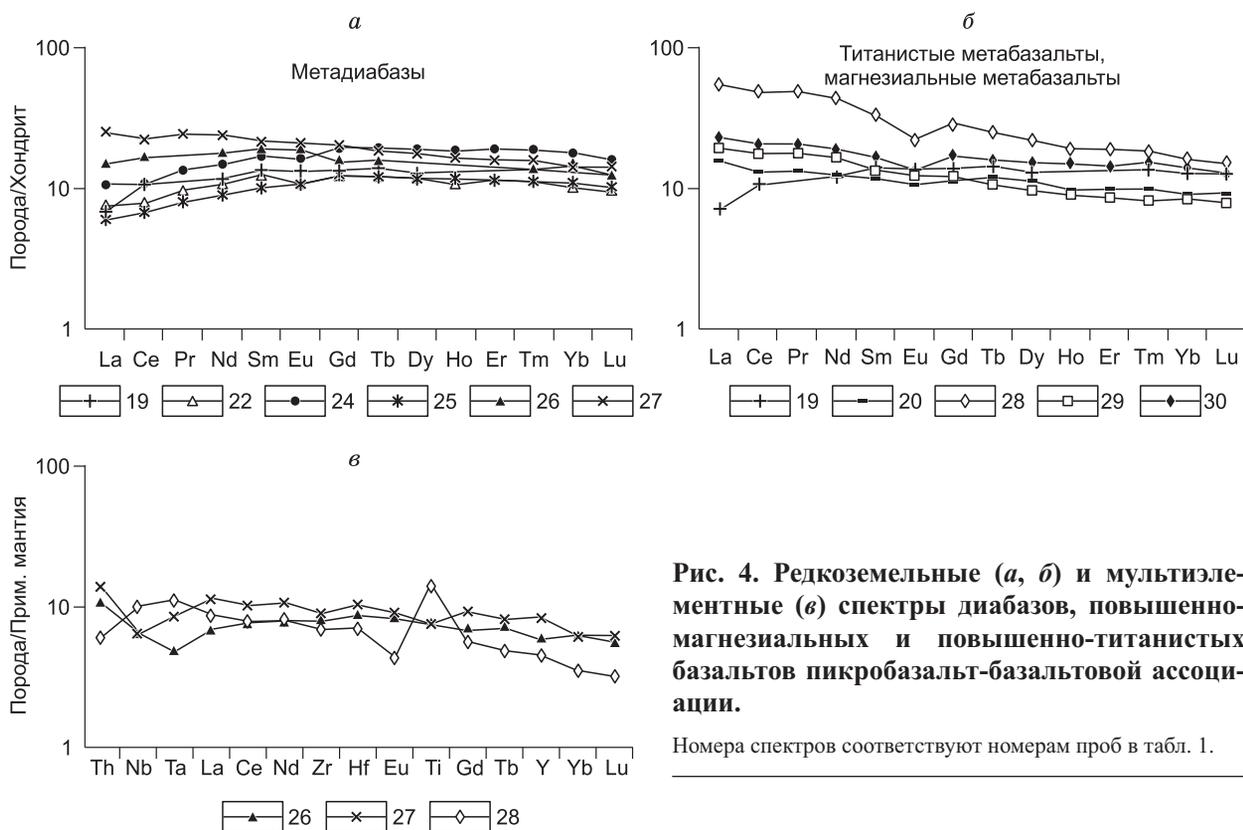


Рис. 4. Редкоземельные (*а, б*) и мультиэлементные (*в*) спектры диабазов, повышенномagneзиальных и повышеннотитанистых базальтов пикробазальт-базальтовой ассоциации.

Номера спектров соответствуют номерам проб в табл. 1.

(см. рис. 3, *в*), а также пониженные, сходные с островодужными вулканитами отношения Ti/V (17), Zr/Y (1.8) и Ni/Co (1.4), могут свидетельствовать о влиянии на их состав «субдукционной» компоненты. Наряду с такими низкотитанистыми метабазитами в этой же ассоциации встречаются повышеннотитанистые ($TiO_2 = 1.35\text{—}1.7$ мас.%) метабазальты и особенно диабазы и габбро-диабазы, заметно обогащенные U, Th, Rb, Sr, Ba, Zr, Hf, Nb, Ta, а также РЗЭ (до 11—30 хондритовых уровней) с $(La/Yb)_n$ от 0.9 до 2.5 (см. табл. 1, рис 4, *а—в*), и, судя по петрохимическим признакам, они являются дифференциатами низкотитанистых базитов.

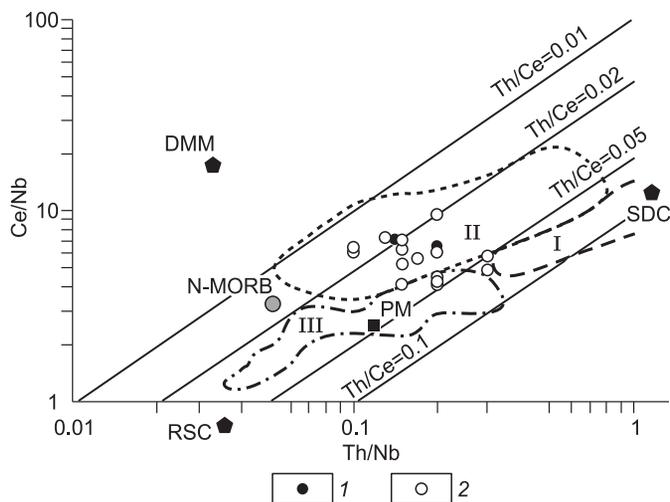
В 130 км севернее Ангары на Панимбинском участке (р. Панимба) вскрывается более мощный (около 2 км) разрез вулканогенно-осадочной толщи (панимбинской), ограниченной надвигами. Среди вулканитов, слагающих пачку 600—650 м, преобладают туфы, туфобрекчии, лавы и лавобрекчии метапикробазальтов умеренной магниезиальности ($MgO = 13\text{—}16$ мас.%) [Злобин, 1980]. Осадочные породы представлены углеродистыми сланцами, обогащенными $C_{орг}$ (до 3%), U (8—10 г/т), Au (10—15 мг/т), As, Bi, P, мраморизованными известняками и туфогенными амфибол-хлоритовыми алевросланцами. В низах вулканогенной пачки на границе с углеродистыми сланцами наблюдаются прослой конгломератов, в том числе сульфидизированных (пирротин, пирит, изредка халькопирит), и кварцитовидных песчаников и алевросланцев, характерных для базальных горизонтов кординской свиты.

Метапикробазальт-базальтовая ассоциация имеет мезопротерозойский возраст. Формирование ее, по геологическим признакам, происходило в среднем мезопротерозое, поскольку вулканиты аналогичного состава отмечены в опорных разрезах в автохтонном залегании среди нижних и средних горизонтов сухопитской серии. Это подтверждают и Sm-Nd данные. Осуществленная Sm-Nd изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа на основе более 30 неодимовых модельных определений показала, что тонкозернистые терригенные породы нижней части сухопитской серии имеют $T_{Nd}(DM)$ около 2.2 млрд лет, что отличает их от нижележащих докембрийских толщ с $T_{Nd}(DM)$ — 2.8—2.4 млрд лет и вышележащих неопротерозойских с $T_{Nd}(DM)$ — 1.8—2.0 млрд лет [Ножкин и др., 2008а]. Черные углеродистые метапелиты, переслаивающиеся с метапикробазальтами, имеют $T_{Nd}(DM)$ — 2.2 млрд лет, т.е. аналогичный тому, что характеризует усредненный возраст источников сноса средних горизонтов сухопитской серии. Время метаморфизма пород этой ассоциации — поздний мезопротерозой. Роговая обманка из метагаббро-диабазы показывает Ar-Ar возраст 1043 ± 12 млн лет [Ножкин и др., 2008в]. Близкий возраст ранее получен этим же методом по роговой обманке и плагиоклазу (1051 ± 22.5 и 916 ± 4.7 млн лет соответственно), выделенных из метадиабазы [Черных, 2000]. Формирование вулканических пород Рыбинско-Панимбинского пояса, очевидно, близко ко времени внедрения плагиогра-

Рис. 5. Диаграмма Ce/Nb—Th/Nb, по [Saunders et al., 1988].

DMM — деплетированная MORB мантия; PM — примитивная мантия; RSC — реститовый материал океанической коры; SDC — субдукционный компонент; I — островодужные базальты; II — базальты задугового бассейна Лау; III — базальты океанических плато.

1 — метапикробазальты, 2 — метабазальты.



нитов р. Колоромо с U-Pb возрастом циркона 1360—1380 млн лет (SHRIMP-II), которые развиты в этой же зоне [Попов и др., 2010].

Что касается геодинамической природы вулканических пород Рыбинско-Панимбинского пояса, то этот вопрос является дискуссионным. Т.Н. Хераскова [1999] находит черты сходства ассоциации амфиболизированных базитов и зеленых кварц-плагиоклаз-амфиболовых (предположительно туфогенных) сланцев в разрезе р. Ангара, ниже пос. Рыбное, с сокращенным офиолитовым разрезом. Однако геолого-структурная приуроченность продуктов вулканизма к низам мощного разреза терригенных пород сухопитской серии, сформированной в Предъенисейском перикратоне прогиба, в большей степени указывает на то, что образование пикробазальт-базальтовой ассоциации могло происходить в условиях окраинного моря с рассеянным типом рифтинга. Об этом свидетельствует и положение составов на диаграмме Ce/Nb—Th/Nb, где точки располагаются в поле окраинного задугового бассейна (рис. 5). Заложение прогиба связано с раннемезопротерозойской эпохой деструкции и растяжения коры окраины Сибирского кратона. О рифтогенной природе Рыбинско-Панимбинского пояса говорит и тот факт, что в той же зоне развиты субвулканические тела амфиболитов, плагиоклазовых амфиболитов, которые по составу отвечают внутриплитным высокотитанистым субщелочным базальтам [Динер, 1991], весьма характерным для рифтовых зон. Таким образом, можно считать, что пикробазальт-базальтовая ассоциация Рыбинско-Панимбинского пояса отражает тектономагматические процессы, происходившие в пределах пассивной окраины Сибирского кратона и связанные со стадией активизации рифтинга раннедокембрийской континентальной коры на рубеже раннего и позднего докембрия. По существу, с этого этапа началось формирование мощного рифейского (мезопротерозойского) мегакомплекса в погружающейся вдоль системы Ишимбинского и Татарского разломов перикратонной зоне.

Ранний неопротерозойский этап

На рубеже мезо- и неопротерозоя в связи с инверсией тектонического режима произошла смена сухопитского глубоководного осадконакопления на мелководное с образованием в восточной приплатформенной зоне Енисейского кряжа регрессивно-ритмичных алевросланцево-песчаниковых, а затем и карбонатных отложений (погорюйская, карточки, аладинская свиты). Формирование терригенной ритмично-слоистой толщи связано с размывом возникшего в это время на западе, в центральной зоне Заангарья, крупного поднятия [Хоментовский, 2007]. Благодаря этим событиям в центральной зоне выпадают из разреза отложения верхних свит сухопитской, а также на значительной территории и тунгусикской серии.

В начале неопротерозоя (позднего рифея) терригенные толщи сухопитской и нижележащей тейской серий Енисейского кряжа в связи с гренвилльской орогенцией (1—0.95 млрд лет) были подвержены деформации, метаморфизму и гранитизации. В эту эпоху произошло формирование синколлизионных гранитогнейсовых куполов тейского типа и сопряженных ареалов регионально метаморфизованных пород низких давлений от зеленосланцевой до амфиболитовой фации [Ножкин и др., 1983; Козлов, Лепезин, 1995]. Связь этих процессов с гренвилльской орогенцией подтверждена новыми $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U/Pb изотопными данными. Роговая обманка метабазитов внешнего контактового ареала Верхнекутукасского гранитогнейсового купола характеризуется значением возраста 955 ± 10 млн лет, а роговая обманка из метабазита метапикрит-базальтовой ассоциации Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса показывает Ar/Ar возраст 1042 ± 12 млн лет [Ножкин и др., 2008б, в]. Гранитогнейсовые купола данной эпохи представлены серыми порфиробластическими микроклиновыми гнейсами и гранитогнейсами и подчиненными гнейсогранитами. Закартировано два пояса максимального развития гранитогнейсовых куполов [Ножкин и др., 1983], приуроченных к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской и Приенисейской систем разломов [Постельников, 1992]. Протягиваются они на расстояние более 500 км

через Заангарья и Южно-Енисейский кряж. Результаты геохронологического исследования (К-Аг, Рb-Рb, U-Th-Pb и U-Pb методы) наиболее изученного Тейского гранитогнейсового купола приведены в более ранних работах [Ножкин и др., 1983, 1999а], где обосновывается длительное трехэтапное его развитие, отвечающее рубежам 1100—950, 866 и 700—670 млн лет. Полученные недавно возрасты выделенного авторами циркона (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ ЦИИ, г. Санкт-Петербург) из гнейсогранитов этого массива варьируют в разных зернах, отличающихся высоким содержанием урана в пределах 900—1000 млн лет [Ножкин, 2009].

В позднеколлизийный этап формируются гранитоидные плутоны каламинского типа, сложенные гранодиоритами и низкощелочными калий-натриевыми гранитами. Некоторые из гранитных массивов (Каламинский, Ерудинский, Среднетырадинский и др.) этой эпохи расположены в пределах Центрального металлогенического пояса. В эту же эпоху происходит реоморфизм и дальнейший рост гранитогнейсовых куполов, представленных ассоциацией розово-красных порфиробластических микроклиновых гранитогнейсов, гнейсогранитов и лейкогранитов. U-Pb возраст циркона гранитоидных плутонов и гранитогнейсовых куполов этой эпохи примерно один и тот же — 880—860 млн лет [Ножкин и др., 1999; Верниковский, Верниковская, 2006], что подтверждают и новые данные по цирконам из гнейсогранитов Гусьяновского купола (871 ± 11 млн лет) и гранодиоритов Среднетырадинского плутона (857 ± 9.5 млн лет, SHRIMP-II, ЦИИ, ВСЕГЕИ) [Ножкин и др., 2009б].

Метаморфизм умеренных давлений фации кианитовых сланцев, локально накладывающийся на метаморфические породы низких давлений, согласно Аг-Аг датированию, произошел около 850 млн лет [Лиханов и др., 2007, 2009]. По времени все эти события — деформации, гранитообразование, метаморфизм могут соответствовать завершающей эпохе гренвильской орогении [Ножкин, 2009]. Следовательно, протяженный гренвильский ороген, развитый вдоль западной окраины Сибирского кратона, мог эволюционировать в интервале около 1050—850 млн лет, соответствующему максимуму эндогенной активности в позднем протерозое после главного минимума 1.7—1.1 млрд лет [Добрецов, 2010].

Поздний неопротерозойский этап

Исследование неопротерозойских комплексов позднего этапа представляет значительный интерес, поскольку с тектономагматическими процессами данного периода связано формирование золотого оруденения. В постколлизийный неопротерозойский этап образуется ряд прогибов, в том числе рифтогенных. Более ранние из них (Верхневороговский, Глушихинский, Каитьбинский) развиты в пределах Центрального блока Заангарья и выполнены вулканогенно-осадочными комплексами верхнего киргитейского горизонта тунгусикской серии, сформированными после длительного перерыва и глубокой эрозии подстилающих толщ. Поздние прогибы (Тейско-Чапский, Уволжский, Приангарский) сложены в нижней части преимущественно субэвральными грубообломочными пестроцветными, а в верхней — морскими терригенно-карбонатными отложениями. В их разрезах также присутствуют вулканогенные породы.

Наиболее многократно неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм проявился в зоне Татарско-Ишимбинской системы глубинных разломов. Здесь же сосредоточены проявления мезопротерозойского вулканизма и все золоторудные месторождения Центрального металлогенического пояса Енисейского кряжа. Выделяются четыре эпохи формирования рифтогенных структур, сопровождающихся внутриплитным магматизмом на рубежах 780, 750, 700, 670—650 млн лет [Ножкин и др., 2007б, 2008б,в]. Продукты вулканизма этих эпох представлены плагиориодацит-базальтовой (млн лет) (780), риолит-базальтовой (750), трахибазальт-трахитовой (700) и щелочно-пикритовой (670—650) ассоциациями. Проявление вулканизма и сопутствующего интрузивного магматизма (дайки и штоки кварцевых порфиров, габбро-долеритов, щелочных сиенитов, камптонитов, щелочных пикритов, массивы субщелочных гранитов, лейкогранитов и щелочных пород) происходило синхронно с накоплением терригенных отложений рыбинской толщи, верхневороговской, чингасанской и чапской серий (табл. 2). Вулканогенно-осадочные комплексы этих уровней формировались в узких приразломных прогибах-грабенах, носящих явные признаки рифтовых структур.

Плагиориодацит-базальтовая ассоциация. Риолитоиды рассматриваемой ассоциации выявлены в бассейне р. Рыбная среди вулканогенно-осадочных образований Рыбинско-Панимбинского пояса. Ранее они рассматривались в составе единой метариодацит-базальт-пикритовидной ассоциации [Ножкин, 1997б]. Получены новые данные, свидетельствующие о гетерогенности и разновозрастности осадочно-вулканогенных толщ и ассоциирующих субвулканических образований этого пояса, формирование которых происходило в два этапа: мезо- и поздненеопротерозойский. С первым этапом связано образование метапикробазальт-базальтовой, а со вторым — плагиориодацит-базальтовой ассоциаций.

Плагиориодацит-базальтовая ассоциация представлена лавами и туфами дацитов, плагиориодацитов, риолитов и более высокотитанистыми ($TiO_2 = 3.5$ мас.%) и железистыми ($\Sigma FeO = 14.7$ мас.%) (в сравнении с базитами метапикробазальт-базальтовой ассоциации) базальтами и диабазами с повышен-

Таблица 2. Основные эпохи проявления магматизма и формирования осадочных серий мезозопротерозоя в пределах Центральной металлогенической зоны Енисейского кряжа

Эпоха	Вулканическая ассоциация (млн лет)	Серия (свита) осадочных пород	Интрузивные породы (комплекс, массив)
I	Метапикробазальт-базальтовая (1380—1250(?))	Панимбинская	Метапикродолериты, метадиабазы (долериты), метагаббро (попутнинский комплекс)
II	Плагииориодацит-базальтовая (780)	Рыбинская	Кварцевые порфиры, высокотитанистые диабазы (рыбинский комплекс)
III	Риолит-базальтовая (750)	Верхневороговская	Субщелочные граниты, лейкограниты (Аяхтинский и Чиримбинский массивы — аяхтинский комплекс, Верхнехариузинский массив), кварцевые риолит-порфиры, габбро-долериты (ковригинский комплекс)
IV	Трахибазальт-трахитовая (700)	Чингасанская	Щелочные и нефелиновые сиениты, субщелочные габброиды (захребетнинский, татарский комплексы), субщелочные граниты (кутукасский, гурахтинский комплексы, Хребтовый массив)
V	Щелочных пикритов и лампроитов (670—650)	Чапская	Пикриты, карбонатиты (чапский комплекс)

Таблица 3. Результаты локального изотопного анализа и возраст циркона из туфа плагииориолита на ионном микрозонде SHRIMP II

№ п/п	Зерно. Точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Возраст, млн лет		D, %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	%	Rho
							$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$						
1	20-80.6	0.02	14379	8097	691.9	0.58	351±1	410±10	17	0.42	0.6	0.0560	0.4	0.618
2	20-80.2	0.08	10303	3413	776.2	0.34	541±2	589±36	9	0.72	1.7	0.0876	0.4	0.242
3	20-80.5	0.00	695	391	74.3	0.58	757±4	776±25	3	1.12	1.3	0.1246	0.6	0.443
4	20-80.3	0.00	2503	1148	269.0	0.47	760±3	770±14	1	1.12	0.8	0.1251	0.4	0.536
5	20-80.10	0.00	3299	3604	358.6	1.13	768±3	770±12	0	1.13	0.7	0.1265	0.4	0.579
6	20-80.4	0.78	1513	1000	167.1	0.68	774±3	782±41	1	1.15	2.0	0.1275	0.5	0.233
7	20-80.8	0.22	1548	925	171.4	0.62	780±4	805±22	3	1.17	1.2	0.1286	0.5	0.458
8	20-80.1	0.52	827	470	92.1	0.59	781±4	781±40	0	1.16	2.0	0.1289	0.6	0.292
9	20-80.8A	1.85	3681	1713	416.2	0.48	783±3	794±30	1	1.17	1.5	0.1292	0.5	0.305
10	20-80.7	11.11	1319	4703	201.9	3.69	948±5	1553±79	64	2.10	4.2	0.1584	0.6	0.143
11	20-80.9	0.29	87	30	13.9	0.36	1101±16	1187±63	8	2.04	3.6	0.1862	1.5	0.434

Примечание. Ошибки для интервала 1σ . Pb_c и Pb^* — нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. 1σ ошибка калировки стандарта — 0.18 %. D — дискордантность.

ным содержанием Na_2O (до 3.9 мас.%). В бассейне р. Рыбная в разрезе ряда скважин устанавливается двучленное строение разреза, состоящее из двух тектонических пластин (см. рис. 2). Верхняя пластина (мощность 300—350 м) сложена доломитами, углеродистыми кварц-хлорит-серицитовыми сланцами и светло-серыми серицит-кварц-полевошпатовыми ортосланцами по туфам и туфогенным породам кислого состава, переслаивающимися с отдельными горизонтами метариодацитов и метаплагииориолитов, метабазальтов и терригенных бластоалевропсаммитов. Нижняя пластина (360—400 м) представлена метабазальтами, метапикробазальтами и их туфами. Характерно, что метаморфизм пород верхней пластины не выше хлоритовой зоны зеленосланцевой фации: алевритоглинистое вещество сланцев слабо перекристаллизовано. В вулканогенно-осадочных породах этой пластины (рыбинская толща), сложенной кислыми вулканитами и углеродистыми сланцами, в основном и сосредоточено золотое оруденение бассейна р. Рыбная. Судя по строению, парагенезисам пород и их петрохимическим характеристикам, в разрезе метаосадочно-вулканогенных пород Рыбинского участка представлены две ассоциации: метапикробазальт-базальтовая (нижняя пластина) и плагииориодацит-базальтовая, которые наряду с породами эффузивной фации включают и субвулканические тела соответствующего состава. Из туфа плагииориолита выделен циркон для U-Pb анализа, который выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Цирконы представлены мелкими (≤ 0.1 мм) полупрозрачными призматическими кристаллами. Окраска светло-коричневая до розовато-бурой, в некоторых зернах заметна тонкая зональность. Коэффициент удлинения от 1.0 до 1.5. Цирконы характеризуются высокими содержаниями U

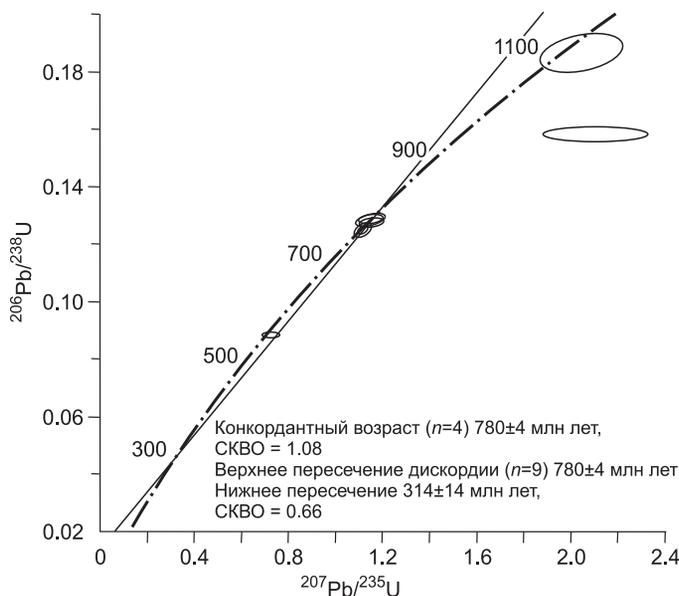


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для циркона из туфа плагиориолитов (обр. 20-80) плагиориодацит-базальтовой ассоциации.

(695—3681 г/т) и Th (391—3604 г/т), что типично для циркона из вулканических пород (табл. 3). Дискордия, построенная по девяти точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией 780 ± 4 млн лет (рис. 6), что совпадает с конкордантным возрастом, полученным по четырем зернам циркона. Значение 780 ± 4 млн лет следует считать возрастом кислых вулканитов риолитового состава. Кислые вулканиды формировались из континентального корового источника ($\epsilon_{Nd}(780) = -8.7$ и -10.0) с палеопротерозойской оценкой Sm-Nd модельного возраста $T_{Nd}(DM-2st) = 2211$ и 2299 млн лет. Породы плагиориодацит-базальтовой ассоциации и их субвул-

канические аналоги (кварцевые порфиры, диабазы) характеризуются петрогеохимическими признаками, которые присущи магматитам внутриплитных континентальных рифтовых структур. Базальты и диабазы отличаются повышенными содержаниями Ti ($TiO_2 = 3.6$ мас.%), Fe ($\Sigma Fe_2O_3 = 13-14$ мас.%), P ($P_2O_5 = 0.2-0.35$ мас.%), Sr, Th, Y, Nb, Zr, Hf, пониженными Cr, Ni, Co, V, Sc, Ba (табл. 4), дифференцированным спектром РЗЭ $(La/Yb)_n = 6$, отсутствием в их мультиэлементных спектрах деплетирования Ta и Nb относительно Th и РЗЭ (рис. 7). Кислым вулканидам свойственны повышенные содержания U, Th, Ba, Au (2.5—50 мг/т), умеренные содержания РЗЭ с $(La/Yb)_n = 9-16$ и $Eu/Eu^* = 0.6-0.7$. Рассматриваемая вулканогенно-осадочная толща сформирована после длительного перерыва, в течение которого происходила эрозия как раннедокембрийского кристаллического основания Сибирского кратона, так и рифейских умеренно метаморфизованных толщ и гранитоидов гренвильского орогена. Sm-Nd модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ углеродистых терригенных сланцев, переслаивающихся с туфами кислого состава, составляет 2.7 млрд лет. Это означает, что источником питания и областью эрозии верхнерифейского магматизма могли быть древнейшие гранит-зеленокаменные комплексы Тунгусской тектонической провинции. Ее с запада окаймляет протерозойский Предъенисейский перикратонный прогиб [Розен и др., 2006]. Зеленокаменные пояса этой провинции могли быть главным источником золота, которым обогащены черносланцевые толщи позднего докембрия Енисейского кряжа. Содержание золота в углеродистых сланцах, ассоциирующих с вулканогенными породами Рыбинско-Панимбинского пояса за пределами рудных зон, повышенное (10—60 мг/т). Вулканогенно-осадочные образования данной эпохи

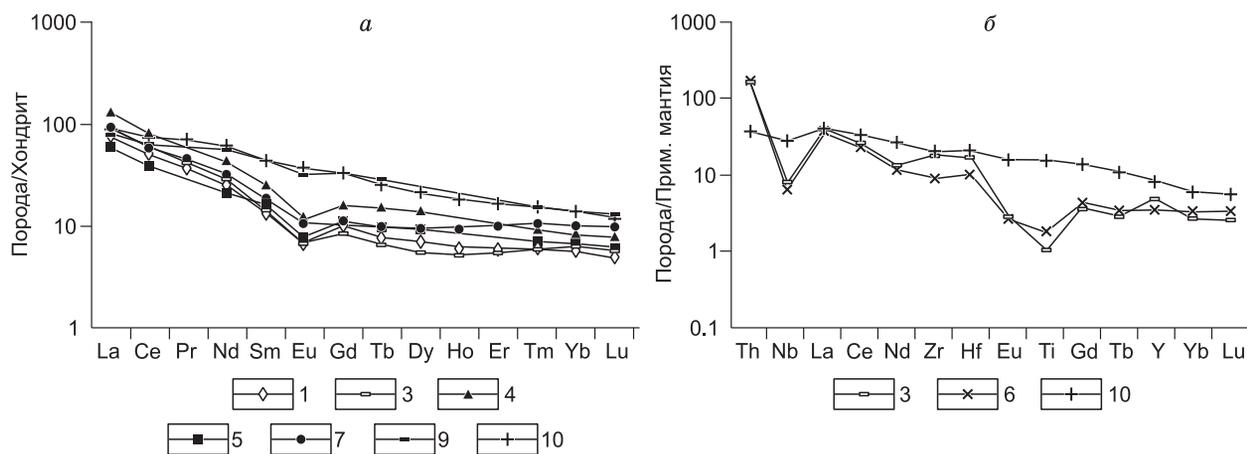


Рис. 7. Редкоземельные (а) и мультиэлементные (б) спектры для магматических пород плагиориодацит-базальтовой ассоциации.

Номера спектров соответствуют номерам проб в табл. 4.

Таблица 4. Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/г) элементов в представительных пробах вулканических пород плагиориодацит-базальтовой ассоциации

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	20-80	21-80	34-08	49-80	73-80	51-80	3-08	31-08	96-80	97-80
SiO ₂	73.00	69.82	67.71	67.15	64.00	69.00	67.43	55.17	47.00	45.00
TiO ₂	0.22	0.31	0.22	0.22	0.20	0.40	0.24	0.77	3.56	3.50
Al ₂ O ₃	14.50	12.39	15.63	14.40	16.90	16.40	13.47	15.92	16.60	15.60
Fe ₂ O ₃	0.80	1.27	0.43	0.74	0.55	0.30	3.34**	1.05	2.58	2.56
FeO	1.90	2.61	3.23	2.54	3.25	4.45	—	7.69	10.56	11.30
MnO	0.06	0.08	0.04	0.06	0.07	0.12	0.03	0.08	0.30	0.30
MgO	0.90	0.93	1.07	1.24	1.10	1.25	1.09	5.17	6.00	6.15
CaO	0.60	2.71	0.26	2.93	2.95	0.90	3.24	1.98	7.50	10.40
Na ₂ O	4.22	2.90	5.01	1.80	3.88	2.38	0.80	0.09	2.88	1.88
K ₂ O	1.44	2.11	1.68	3.07	1.77	1.56	3.39	2.39	0.56	0.31
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.05	0.03	0.06	0.08	0.07	0.10	0.17	0.35
П.п.п.	2.42	4.59	1.77	6.18	5.36	3.09	6.45	5.03	2.23	2.78
Th	14	14	13.9	20	15	14.4	14.2	10	3.5	3.3
U	5	5.3	5.1	6.8	4.5	5.3	4.6	3.1	0.65	1.18
Rb	66	86	57	100	78.5	83	80	75	6.3	8.2
Sr	69	75	70	70	155	34	47	80	470	416
Ba	88	421	319	836	600	435	362	343	120	112
Sc	6	13	9.2	8	14	12.1	—	24	30	28
Y	14.3	9.64	23	16.8	16	15.7	19.8	25	32	39
Zr	95	85	207	120	96.5	102	87	143	199	224
Hf	3	2.5	5.4	4.4	3	3.2	2.4	4.1	5	6.8
Nb	5.1	5.25	5.6	8.05	5.8	4.9	5.1	6.4	22.5	20
Ta	0.69	0.42	0.56	0.7	0.38	0.49	0.45	0.56	1.2	1.32
La	24	34	28	40	18.5	25	28	23	24.5	27
Ce	40	53	47	65	32	43	48	47	52	60
Pr	4.4	—	5.2	—	—	4.7	5.6	5.7	—	8.7
Nd	15	20	17.3	26	13	16.4	19.8	23	33	37
Sm	2.7	3.6	2.8	5	3.2	2.9	3.6	4.7	8.5	8.5
Eu	0.49	0.72	0.49	0.87	0.58	0.43	0.79	1.06	2.35	2.7
Gd	2.6	3.4	2.2	4.1	2.9	2.6	2.7	4.7	8.5	8.5
Tb	0.37	0.52	0.32	0.71	0.47	0.38	0.48	0.69	1.36	1.21
Dy	2.3	3.2	1.79	4.5	3	2.5	3.1	4	—	6.9
Ho	0.44	—	0.38	—	—	0.51	0.69	0.76	—	1.34
Er	1.26	—	1.15	—	—	1.59	2.1	2.2	—	3.6
Tm	0.19	0.26	0.19	0.3	0.23	0.25	0.34	0.35	0.48	0.5
Yb	1.2	1.5	1.34	1.7	1.4	1.65	2.1	2	2.9	3
Lu	0.16	0.23	0.19	0.25	0.2	0.25	0.32	0.3	0.42	0.4
V	20	14	34	16.5	20	50	51	167	413	422
Cr	33	50	43	16.5	13	16.9	28	275	40	55
Co	3	8	6	4	4	8.6	11.4	36	38	37
Ni	12	22	<5	13	14	13.8	17.3	158	74	48
Pb	—	4.9	28	21.4	15.1	8.4	12.3	10.4	10.7	—
(La/Yb) _n	13.48	15.28	14.09	15.86	8.91	10.22	8.99	7.75	5.70	6.07
(La/Sm) _n	5.59	5.94	6.29	5.03	3.64	5.42	4.89	3.08	1.81	2.00
Eu/Eu*	0.57	0.63	0.60	0.59	0.58	0.48	0.77	0.69	0.85	0.97

Примечание. 1 — туф плагиориолитов, 2 — туф плагиориодацитов, 3, 5 — плагиодациты, 4 — дацит, 6 — риодацит, 7 — туф риодацита, 8 — туф андезитового состава, 9, 10 — диабазы высокотитанистые.

являются производными начального, наиболее раннего, этапа многостадийного рифтогенного процесса, сопровождавшегося образованием внутриплитных магматических ассоциаций.

Риолит-базальтовая ассоциация. Наиболее интенсивно рифтогенный вулканизм поздненеопротерозойского этапа проявился в Верхневороговской грабен-синклинали, расположенной на севере Енисейского кряжа. Вулканогенные породы этой структуры развиты в составе двух серий: верхневороговской (метариолит-базальтовая ассоциация) и чингасанской (трахибазальт-трахитовая) [Миронов, Ножкин, 1978; Ножкин и др., 2008б].

В верхневороговской серии вулканогенные породы представлены контрастной метариолит-базальтовой ассоциацией с антидромной последовательностью магматизма, типичной для континентальных рифтовых зон, что подтверждается структурным положением, строением разрезов, составом и фациальными особенностями терригенных отложений. За пределами Верхневороговской грабен-синклинали развиты дайки и штоки субвулканических риолит-порфиров, дайки и силлы метагаббро и долеритов. Все тела ориентированы в северо-западном направлении, трассируя зону Татарского разлома. Химический состав кислых метавулканитов отвечает калиевым риолитам, характеризующимся повышенной (0.8—0.95) железистостью. Породы обогащены U, Th, РЗЭ, высокозарядными элементами (Nb, Ta, Zr, Hf). По составу они сопоставимы с А-гранитами, свойственными внутриплитным обстановкам. Метабазальтоиды по петрохимическому составу соответствуют умеренно глиноземистым базальтам и лейкобазальтам с повышенным содержанием щелочей, Ti, Fe и P, а также высокозарядных элементов, легких РЗЭ, Ba и Sr. Мультиэлементные спектры пород отличаются отсутствием деплетирования Nb и Ta относительно Th и РЗЭ, что типично для внутриплитных базальтов континентальных рифтовых зон и океанических островов [Sun, McDonough, 1989; Stewart, Rogers, 1996]. U-Pb датирование выделенного из риолитов циркона выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Его конкордантный возраст составляет 753 ± 6 млн лет [Ножкин и др., 2008б]. Риолиты характеризуются $T(\text{DM}) = 1961$, $T(\text{DM-2st}) = 2140$ млн лет и $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -8.4$, свидетельствующими о их формировании за счет источника с длительной коровой эволюцией.

Трахибазальт-трахитовая ассоциация. Верхняя часть неопротерозойского разреза Верхневороговской структуры образована вулканогенно-терригенными отложениями свит чингасанской серии, залегающими с перерывом на верхневороговской и выполняющими наложенную мульду в центральной части грабен-синклинали. Вулканические породы трахибазальт-трахитовой ассоциации развиты в составе захребетнинской (чивидинской) свиты, сложенной в нижней части тиллитоподобными валунно-галечниковыми конгломератами и гравелитами, переслаивающимися с субщелочными базальтами и их туфами. Основная часть разреза образована трахибазальтами, щелочными базальтами, трахиандезитами, трахитами и их туфами. В центральной части мульды размещены небольшие массивы щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов, которые совместно с вулканитами слагают Захребетнинскую вулкано-тектоническую структуру [Миронов, Ножкин, 1978; Динер, 2000]. Для преобладающего типа основных пород субщелочного ряда весьма типичны высокие концентрации Ti, Fe, P и щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.8\text{—}8$ мас.%). Крайними дифференциатами субщелочной базальтовой магмы являются породы щелочного ряда, относящиеся к калий-натриевому высокоглиноземистому ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 18\text{—}23$ мас.%) типу, характеризующемуся высокой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.5\text{—}13.5$ мас.%). Обогащение щелочами и TiO_2 магматических пород обуславливает высокие содержания высокозарядных элементов, Ba, Sr, РЗЭ и Y [Ножкин и др., 2008б], что свойственно внутриплитным субщелочным и щелочным ассоциациям рифтовых структур [Магматические..., 1987; Зоненшайн, Кузьмин, 1992]. Мономинеральная фракция биотита, выделенная из пробы трахибазальтов и исследованная Ag-Ag методом, имеет возраст 703 ± 4 млн лет. Следовательно, формирование трахибазальт-трахитовой ассоциации произошло 703 млн л.н. [Ножкин и др., 2007б]. Однако заложение крупных прогибов (Тейско-Чапского, Уволжского) и рифтогенных структур, формирование базальных горизонтов чингасанской серии (пестроцветные грубообломочные отложения лопатинской свиты) по оценкам, приведенным в работе [Ножкин и др., 2007б], произошло значительно раньше, около 725—720 млн л.н.

Щелочно-пикритовая ассоциация. Трубки взрыва, дайки, штоки, силлы и покровы пород щелочно-ультраосновного состава, объединяемые в чапинский комплекс, размещены преимущественно в грабенах среди отложений чингасанской серии. Отдельные тела закартированы в нижних горизонтах чапской серии, относящейся к низам венда. В бассейне р. Чапа выделяются два пояса развития пород чапинского комплекса, контролируемых Татарской и Ишимбинской зонами разломов. Чапинский комплекс представлен щелочными пикритами, лимбургитами, авгититами и их туфами, жилами карбонатов и эруптивными брекчиями разного состава с ксенолитами вмещающих и более глубинных пород ультраосновного и основного составов. Петрогеохимические особенности этих пород рассмотрены в работах [Миронов, Ножкин, 1978; Динер и др., 2000]. Изотопный возраст даек щелочных пикритов, определенный по биотиту K-Ar методом, составляет 670—650 млн лет, что не противоречит геологическим данным.

Гранитоидные и щелочные комплексы. В пределах обрамляющих поднятий — блоков более ранней консолидации одновременно с процессами рифтогенеза и внутриплитного риолит-базальтового и трахибазальт-трахитового вулканизма происходило становление субщелочных гранитоидов и щелочных интрузий. Так, субщелочные граниты Верхнехариузинского массива имеют U-Pb возраст выделенного из них циркона 753 ± 4 млн лет (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, неопубликованные данные А.Д. Ножкина), т.е. аналогичный риолитам (753 ± 6 млн лет) метариолит-базальтовой ассоциации Верхневороговской грабен-синклинали, находящейся рядом, в 7—10 км восточнее этого массива. Граниты лейкократовые, субщелочные, натрий-калиевые ($K_2O/Na_2O = 1.1—1.8$), высокожелезистые. Как и риолиты, они обогащены Th ($50—65$ г/т), U ($5—18$ г/т), высокозарядными ($Zr = 200—240$, Ta = $13—18$, Nb = $120—125$ г/т) элементами, а также Rb и Cs. Спектры РЗЭ слабофракционированные ($(La/Yb)_n = 5.6—9.6$) с резко выраженной отрицательной аномалией Eu ($Eu/Eu^* = 0.1—0.08$). По петрохимическим признакам эти лейкограниты сопоставимы с А-гранитами, характерными для внутриплитных обстановок [Whalen et al., 1987; Eby, 1990]. К этому же типу относятся и субщелочные А-граниты (Аяхтинского и Чиримбинского массивов) с абсолютным возрастом 750—760 млн лет, которые расположены южнее, в пределах этой же Центральной металлогенической зоны [Верниковский, Верниковская, 2006; Ножкин и др., 2008б].

Как уже отмечалось, в пределах Захребетнинской вулканотектонической структуры размещены комагматичные им субвулканические и гипабиссальные тела субщелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов, а в обрамлении рифтовой структуры дайки такого же и близкого состава. К этой же эпохе (700 млн л.н.) относится и формирование субщелочных А-гранитов кутукасского (гурахтинского) комплекса, слагающих ряд массивов в междуречье Чапы—Вороговки. Так, у лейкогранитов Хребтового массива U-Pb возраст циркона составляет 690 ± 8 млн лет [Ножкин и др., 2008б]. Аналогичный возраст (700 млн лет) имеют субщелочные граниты и лейкограниты Гурахтинского и Панимбинского массивов, расположенных в пределах этой же металлогенической зоны в центральной части Заангарья. Синхронно с субщелочными и щелочными породами захребетнинского комплекса произошло образование нефелиновых сиенитов среднетатарского комплекса в Заангарье, имеющих U-Pb возраст по сфену 700 ± 2 млн лет, а по циркону 710 ± 3 млн лет [Верниковский и др., 2008].

В следующую эпоху (650—670 млн лет) происходит становление щелочно-ультраосновных пород (трубки взрыва, штоки, дайки и др.) чапинского комплекса [Мионов, Ножкин, 1978; Динер, 2000; Ножкин и др., 2008б], щелочных метасоматитов и карбонатитов с промышленно значимой апатит-пироклоровой минерализацией в зоне Татарского разлома (изохронный Rb-Sr возраст флогопита 650 ± 2 млн лет) [Врублевский и др., 2003].

Наконец, в заключительную, вендскую эпоху позднего докембрия формируется щелочно-гранит-сиенитовая ассоциация средневороговского комплекса [Ножкин, Трофимов, 1982]. К последнему относятся Средневороговский массив и ряд интрузий щелочных гранитов и сиенитов в обрамлении Уволжского грабена и Верхневороговской грабен-синклинали [Ножкин и др., 2008б]. Этому же возрастному рубежу (630 млн лет) отвечает и образование лейкогранитов и субщелочных гранитов Татарского массива [Верниковская и др., 2007].

Таким образом, образование внутриплитных и рифтогенных комплексов в пределах западной окраины Сибирского кратона (Енисейский кряж) происходило на рубежах 780, 750, 720—700, 670—650 и 630—620 млн лет. Геохимические характеристики субщелочных базальтов и щелочных пород аналогичны таковым для пород континентальных рифтовых зон и океанических островов [Ножкин и др., 2008б], связь которых с плюмами является наиболее обоснованной. Предполагается, что неопротерозойский рифтогенез и внутриплитный магматизм в составе магматической провинции длительного полихронного развития связаны с проявлениями плюмовой активности, обусловившей распад суперконтинента Родиния [Ножкин и др., 2008б]. Это согласуется со временем проявления рифтогенных и внутриплитных процессов в Присяянье, Олокитском грабене, Алданском щите, а также и в других континентальных блоках Родинии — Лаврентии, Южном Китае, Индии, Австралии [Zhao et al., 1994; Ярмолюк, Коваленко, 2001; Рыцк и др., 2002; Гладкочуб и др., 2007; Ernst et al., 2008; Li et al., 2008; Богданова и др., 2009]. Эти литосферные блоки в конце мезо- и в неопротерозое могли быть связаны друг с другом, представляя отдельные части этого суперконтинента [Метелкин и др., 2007].

Таким образом, полученные геологические, петрогеохимические, изотопно-геохронологические данные имеют фундаментальное значение для периодизации вулканогенно-осадочных, осадочных серий и обоснования эпох рифтогенеза, внутриплитного магматизма в позднем докембрии юго-западной окраины Сибирского кратона. Эти результаты позволяют приблизиться к пониманию природы уникальной золотоносности Центральной металлогенической зоны Енисейского кряжа.

ТИПЫ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все месторождения золота заангарской части Енисейского кряжа сосредоточены в пределах единого Центрального металлогенического пояса, в зоне влияния Татарско-Ишимбинской системы разло-

Таблица 5.

Типы и минеральный состав золоторудных месторождений

Тип	Месторождение	Рудные минералы		Нерудные минералы	
		главные	второстепенные	главные	второстепенные
Золото-кварцевый	Советское, Эльдорадинское, Васильевское и др.	Пирит, арсенопирит	Пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, золото, серебро, фрейбергит, висмутин	Кварц	Анкерит, кальцит, сидерит, серицит, мусковит, альбит, углеродистое вещество
Золото-сульфидный	Олимпиадинское, Ведугинское, Боголюбовское и др.	Пирротин, арсенопирит	Пирит, антимонит, золото, серебро, бертьерит, шеелит, халькопирит, сфалерит, галенит, пентландит, висмутин, тетраэдрит	Кварц, серицит, мусковит, кальцит	Хлорит, сидерит, доломит, анкерит, поизит, актинолит, барит, гранат, углеродистое вещество
Золото-сурьмяный	Удере́йское, Раздольнинское	Пирит, арсенопирит, антимонит, бартьерит	Пирротин, золото, халькостибнит, сурьма, халькопирит, сфалерит, тетраэдрит, буланжерит, кобальтин	Кварц	Кальцит, сидерит, серицит, флюорит

мов и многократного проявления мезо- и неопротерозойского магматизма рифтогенного и внутриплитного типов. В этом же поясе находятся месторождения и проявления урановой, золото-урановой и редкометалльной (Nb, Ta, РЗЭ и др.) минерализации (см. рис. 1). Устанавливаются определенные черты зональности в размещении оруденения. Урановое и золото-урановое оруденение размещено в грабенах и грабен-синклиналиях, выполненных поздненеопротерозойскими отложениями верхневороговской и чингасанской серий или в подстилающих комплексах зон структурно-стратиграфического несогласия. Редкометалльная минерализация сосредоточена в структурах обрамляющих поднятий. Основные золоторудные месторождения, в том числе крупные — Олимпиадинское (Верхнеенашиминское), Ведугинское, Советское, размещены в углеродистых глинистых и алевроглинистых феллитизированных сланцах нижних свит сухопитской серии мезопротерозоя, характеризующихся повышенной (5—10 до 60 мг/т) фоновой золотоносностью. Попутнинское месторождение золота и ряд других рудопроявлений находятся в осадочно-вулканогенных толщах Рыбинско-Панимбинского пояса (см. рис. 1).

Ведущими типами золотого оруденения в Енисейском кряже являются: золото-кварцевый (месторождения Советское, Эльдорадинское, Васильевское и др.), золото-сульфидный (Олимпиадинское, Ведугинское, Боголюбовское, Попутнинское и др.), золото-сурьмяный (Удере́йское, Раздольнинское) [Геология..., 1985; Арбатов и др., 1988; Сазонов и др., 1994; Беневольский, 2002; Сердюк, 2004]. Последний в той или иной степени проявлен на всех типах золоторудных месторождений района [Неволько, 2009].

Главные и второстепенные рудные и нерудные минералы основных типов месторождений золота показаны в табл. 5.

Для всех типов месторождений основной чертой является наличие предрудных метасоматических преобразований вмещающих пород, характеризующих дорудный эндогенный этап. Золото-кварцевые месторождения представляют собой систему кварцевых жил и прожилков различной мощности с убогой сульфидной минерализацией и крупным золотом (до первых миллиметров). Рудные тела золото-сульфидных месторождений представлены метасоматитами с вкрапленностью сульфидов и мелким, иногда тонким и дисперсным золотом. Границы рудных тел визуально проявляются интенсивностью сульфидизации, хотя более точно устанавливаются лишь в результате опробования. Золото-сурьмяные месторождения представляют собой продукт пространственного совмещения ранней золото-сульфидной вкрапленной минерализации и поздних мощных (иногда до первых метров) кварц-антимонитовых жил.

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С ЭТАПАМИ МАГМАТИЗМА

Несмотря на длительную историю изучения золоторудных месторождений Енисейского кряжа некоторые важные проблемы их генезиса остаются нерешенными. Это, прежде всего, касается вопросов возраста и соотношения золотого оруденения с процессами магматизма и метаморфизма. Применение изотопно-геохронологических методов позволило установить основные эпохи формирования золотого оруденения различных типов. При этом наиболее корректные изотопно-геохронологические данные в последнее время получены на основе Ar-Ag метода определения возраста гидротермальных образований. Ar-Ag метод позволяет учесть влияние поздних процессов, широко проявленных на рассматриваемых месторождениях, и использовать для анализа такие распространенные K-содержащие минералы в рудах золото-кварцевых, золото-сульфидных и золото-сурьмяных месторождений, как биотит, мусковит, серицит, калиевый полевой шпат.

Изотопно-геохронологические исследования проведены в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск (аналитик А.В. Травин). Навески минеральных фракций серицита и мусковита из рудных жил и зон совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), используемого в качестве монитора, запаковывали в алюминиевую фольгу, помещали в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивали. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее результатов калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн лет. Кварцевые ампулы с пробами облучали в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при НИИ ядерной физики (г. Томск). Ступенчатый прогрев проводился в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Для коррекции изотопов Ar, образовавшихся при облучении на Ca, K, использовались коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00073 \pm 0.000026$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00032 \pm 0.000021$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.0641 \pm 0.0001$, определенные по навескам чистых солей. Очистка аргона производилась с помощью Ti и ZrAl SAES геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 фирмы Micromass (Англия). Ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$. В табл. 6 показаны изотопно-геохронологические данные, полученные авторами Ar-Ar методом, а также данные [Сазонов и др., 1998; Новожилов, Гаврилов, 1999; Чугаев и др., 2001; Томиленко и др., 2006] — K-Ar и Rb-Sr методы.

Датирование серицита из жил и околожилных метасоматитов золото-кварцевого месторождения Советское проведено А.А. Томиленко с соавторами [2006]. В результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований серицитов из рудоносных и безрудных зон, а также из вмещающих метаморфических пород методами возрастного плато и изохронной регрессии выявлено, как минимум, четыре возрастных рубежа: ~890, 850, 830—820 и 730 млн лет. Для вмещающих метаморфических пород и безрудных зон получены датировки 890 и 850 млн лет. Близкие определения возраста были получены для пяти проб крупночешуйчатого мусковита из оторочек дорудного метаморфогенного жильного кварца из пород рудовмещающих и подстилающих кварц-сланцев Олимпиадинского месторождения, выполненные K-Ar методом в лаборатории СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) — 890, 880, 877, 860 и 842 млн лет. (среднее 870 млн лет.) Они отвечают возрасту гранитоидов тейского (каламинского) комплекса (880—870 млн лет) и регионального метаморфизма [Новожилов, Гаврилов, 1999].

В пределах рудоносных зон Советского месторождения установлены все четыре возрастных рубежа. При этом в спектрах серицитов доминируют молодые датировки 830—820 и 730 млн лет [Томиленко и др., 2006]. Для этого же месторождения нами был продатирован серицит из кварцевой жилы с золотом (пробность 920—830 ‰) и из серицитового прожилка с крупным золотом (950 ‰). Полученные значения возраста 820.3 ± 8.2 и 775.8 ± 8.1 , соответственно, более определенно отражают время форми-

Таблица 6. Возрастные рубежи образования золоторудных месторождений Енисейского края

Месторождение	Дорудные метаморфические и метасоматические породы	Возраст этапа, млн лет			
		Золото-арсенипит-кварцевый	Золото-полисульфидный	Сурьмяный	
				Au-арсенипитовый	Антимонитовый
Раздольнинское	—	—	735	—	—
Удереysкое	—	—	711.6±3.4	670.1±5.6 684.4±5.6 (?)	676.6±2.8 643.2±2.8 <i>605±30</i> <i>673±13</i> <i>663±22</i> <i>664±36</i> 659.1±5.7
Олимпиадинское	870±35	794±15	—	—	615±15
Ведугинское	—	805±6.3 770±15	720±15 715—691	—	—
Попутнинское	—	—	733. 705. 762 717±6, 712±6	—	—
Эльдорадинское	—	795. 780	—	—	—
Советское	890 850	830—820 820.3±8.2 775.8±8.1	730	—	—

Примечание. Жирным шрифтом выделены датировки, полученные Ar-Ar методом, курсивом — K-Ar, остальные — Rb-Sr.

рования золото-кварцевого оруденения. Выполненные А.М. Сазоновым и Л.В. Фирсовым изотопно-геохронологические исследования монофракций слюды, образовавшейся в ранний и поздний рудные этапы рудообразования на золото-кварцевом месторождении Эльдорадо, зафиксировали интервал отложения руд — 795 и 780 млн лет (К-Аг метод) [Сазонов, 1998]. Нами был продатирован серицит из кварцевой жилы с арсенопиритом и золотом, относящейся по времени образования к раннему золото-арсенопирит-кварцевому этапу формирования Ведугинского месторождения, возраст которого составил 805 ± 6.3 млн лет.

Для датирования рудоносных минеральных комплексов Олимпиадинского месторождения использовался изохронный рубидий-стронциевый метод (ИМГРЭ, г. Москва) [Новожилов, Гаврилов, 1999]. Изотопный состав стронция, концентрации стронция и рубидия определялись в различных по плотностным характеристикам фракциях серицит-(мусковит)-кварц-карбонатных метасоматитов, ассоциированных с ранней продуктивной золото-арсенопиритовой минерализацией, и в кварц-серицитовых метасоматитах позднего продуктивного бертьерит-антимонитового минерального комплекса. Полученные изохроны 794 ± 15 млн лет для ранних метасоматитов и 615 ± 15 млн лет для поздних указывают на большой временной перерыв (179 млн лет) между главными стадиями рудообразования.

Метасоматическая переработка вмещающих толщ и формирование рудных тел на месторождении Ведугинское происходили 770 ± 15 и 720 ± 15 млн л.н. — К-Аг датировки, полученные А.В. Чугаевым с соавторами [2001] при исследовании метасоматических и рудных серицитов. Последняя цифра в целом согласуется с датировками Rb-Sr методом, проведенным этими же исследователями. В работе [Сазонов, 1994] были получены датировки 715—691 млн лет.

Для золото-сульфидных руд Попутнинского месторождения Аг-Аг методом нами был определен возраст формирования главной продуктивной ассоциации, представленной кварц-карбонат-фукситовыми метасоматитами с вкрапленностью сульфидов (арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит) и самородного золота. Полученный возраст серицита и фуксита из этих метасоматитов отвечает 717 ± 6 и 712 ± 6 млн лет.

Для определения возраста метасоматических пирит-арсенопиритовых руд с золотом на Удерейском месторождении были проанализированы три пробы серицита Аг-Аг методом и получены следующие даты: 711.6 ± 3.4 млн лет — время формирования ранней жильной золото-полисульфидной ассоциации; 684.4 ± 5.6 млн лет — образование серицитовых прожилков в золотоносных пирит-арсенопиритовых метасоматитах; 670.1 ± 5.6 млн лет — серицит в золотоносных метасоматитах с сурьмяным оруденением [Неволько, 2009].

Возраст формирования сурьмяного оруденения ранее определялся разными авторами К-Аг методом. В лаборатории ВСЕГЕИ по двум пробам серицита получены значения 673 ± 13 и 663 ± 22 млн лет [Бергер, 1978]. Возраст позднего серицита из этого же месторождения, по данным Э.Г. Дистанова с соавторами [1977], составил 605 ± 30 млн лет. Нами были продатированы три пробы серицита Аг-Аг методом. Формирование сурьмяного оруденения отвечает 676.6 ± 2.8 и 659.1 ± 5.7 млн лет, что совпадает с результатами В.И. Бергера [1978] (рис. 8). Значение 643.2 ± 2.8 млн лет отвечает этапам его преобразования, выразившимся в развитии поздних сульфидно-сульфосольных парагенезисов.

Таким образом, применение Аг-Аг метода датирования позволяет предложить последовательность развития рудно-магматических процессов и установить основные эпохи формирования золотого оруденения в регионе:

- 890—850 млн лет — формирование дорудных метасоматитов и метаморфических пород;
- 830—770 млн лет — образование и преобразование основной массы кварцево-жильных месторождений и отложение раннего жильного золото-арсенопирит-кварцевого парагенезиса на золото-сульфидных и золото-сурьмяных месторождениях;
- 720—711 млн лет — образование золото-пирит-пирротин-арсенопиритовой полисульфидной ассоциации золото-сульфидных прожилково-вкрапленных руд;
- 676—643 млн лет — формирование антимонитовых руд на золото-сурьмяных месторождениях.

Корреляция рубежей рудообразования с основными тектономагматическими событиями в регионе показывает следующее.

Первая — дорудная эпоха (890—850 млн лет) формирования метасоматитов по времени совпадает с образованием позднеколлизийных калий-натриевых гранитоидов каламинского типа (Каламинский, Ерудинский, Среднетырадинский и другие массивы) с возрастом 880—860 млн лет.

Образование кварцево-жильных зон (месторождения Советское, Эльдоратинское и др.) (830—820 млн лет) вполне коррелирует с эпохой формирования шарьяжно-надвиговых структур на заключительном этапе эволюции коллизийного орогена (830—823 млн лет) [Лиханов и др., 2007, 2009]. С этой эпохой (850—820 млн лет) связано проявление на ряде участков Татарско-Ишимбинской системы разломов локального метаморфизма умеренных давлений. Парагенетическая связь процессов формирования кварцевых жил с шарьяжно-надвиговыми структурами подтверждается тем, что весьма сложные по

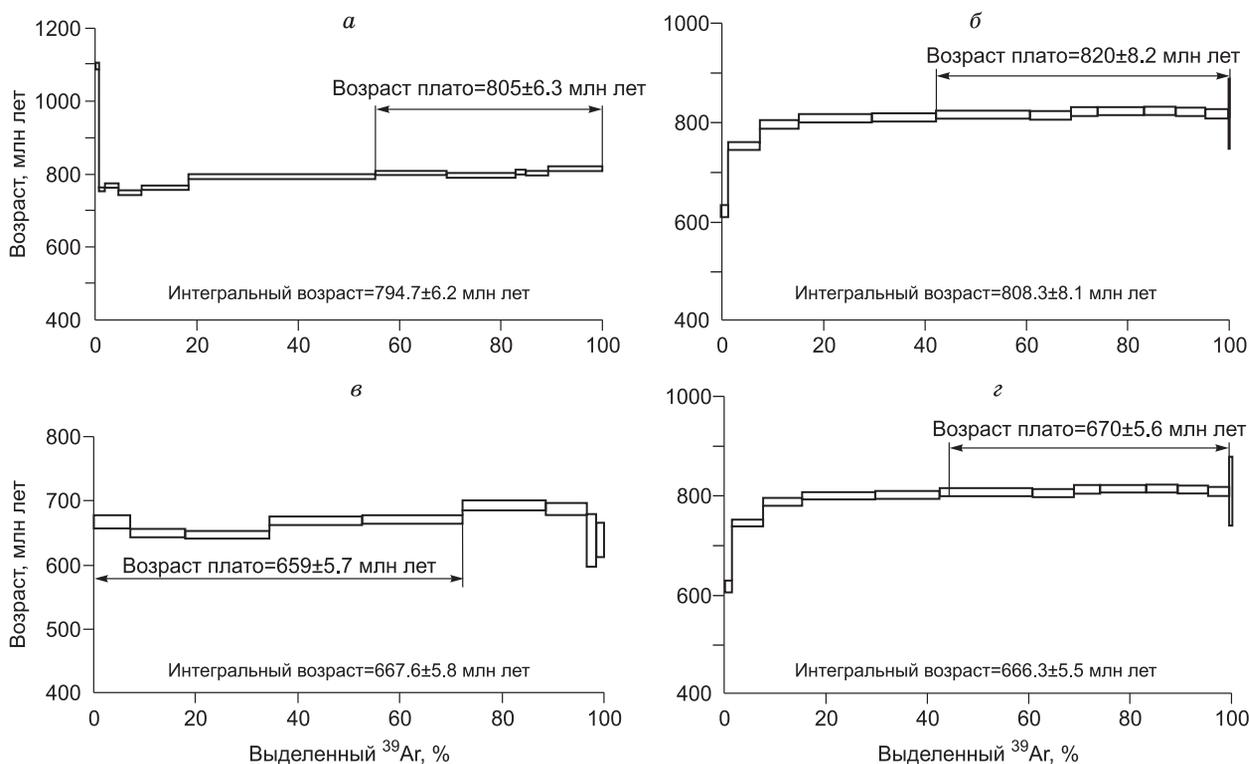


Рис. 8. Ag-Ag возрастные плато для серицитов из Ведугинского (а), Советского (б), Удерейского (в, з) месторождений.

своей конфигурации синскладчатые жилы носят явные признаки метаморфогенных образований [Петров, 1974; Сазонов, 1998], а золото-арсенопиритовая ассоциация имеет наложенный характер по отношению к основной кварцево-жильной массе.

Эпоха образования золото-арсенопирит-кварцевых руд и отложение раннего золото-арсенопирит-кварцевого парагенезиса на золото-сульфидных и золото-сурьмяных месторождениях (830—770 млн лет) наиболее близка ко времени заложения неопротерозойских рифтогенных структур, формирования плагиориодацит-базальтовой ассоциации (780 млн лет) и даек субщелочных высокотитанистых базитов Рыбинского участка.

Образование золото-сульфидных руд (720—711 млн лет) по времени совпадает с заложением и эволюцией авлакогенов и рифтовых структур (Уволжский, Индольский, Таловский грабены, Тейско-Чапский прогиб) (720—700 млн лет), проявлением внутриплитного субщелочного гранитоидного и щелочного магматизма (кутукацкий, гурахтинский гранитоидные комплексы — 690—700 млн лет, захребетинский, среднетатарский — 700—710 млн лет).

Эпоха золото-сурьмяного оруденения сопряжена с этапом предвендской орогении, заложением приразломных грабенов, выполненными отложениями чапской серии и внедрением щелочно-ультраосновных интрузий (670—650 млн лет).

Наиболее поздние пострудные преобразования минерального вещества могут быть связаны с тектономагматическими процессами, фиксируемыми внедрением сиенит-щелочно-сиенитовых (средневологовский комплекс) и субщелочных гранитоидных (Татарский массив) интрузий с возрастом 630—620 млн лет.

Кажется вполне очевидной временная и парагенетическая связь золотого и сурьмяного оруденения с вышеохарактеризованными тектономагматическими процессами, которые могли сыграть решающую роль в зарождении, формировании и эволюции рудообразующих и рудоконцентрирующих систем. С другой стороны, данные по возрасту формирования золоторудных месторождений Енисейского кряжа показали сложную историю развития рудного района, относящегося к магматическим провинциям длительного полихронного развития. Изотопное датирование подтвердило многоэтапность формирования крупных и уникальных месторождений золота и их сопряженность с этапами масштабного проявления базитового, щелочного и субщелочного гранитоидного внутриплитного магматизма, как это ранее показано для других золотоносных провинций [Борисенко и др., 2008; Добрецов и др., 2010].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе геологических и изотопно-геохимических данных выделены мезопротерозойский, ранний и поздний неопротерозойский этапы магматизма и эволюции земной коры Енисейского кряжа — окраинно-континентальной складчатой структуры на юго-западе Сибирского кратона. Каждый из этих этапов внес определенный вклад в общую проблему региональной металлогении золота, касающийся геолого-структурной позиции золотоносной провинции, геохимической специализации осадочных и магматических пород, привноса, перераспределения и концентрации золота.

В раннемезопротерозойское время в результате деструкции и растяжения земной коры на юго-западе Сибирского кратона произошло образование Татарско-Ишимбинской и других систем разломов, заложение перикратонного прогиба и последующее формирование терригенных и карбонатно-терригенных осадочных серий. На Енисейском кряже произошло формирование рифтогенных базитовых ассоциаций Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса и накопление тонкозернистых осадков сухопитской серии. Золотом оказались наиболее обогащены углеродисто-терригенные сланцы (5—10 до 60 мг/т), а также породы пикробазальт-базальтовой (4—8 мг/т) ассоциации.

В начале неопротерозоя терригенные толщи сухопитской серии в связи с гренвильской орогенцией были подвержены деформации, метаморфизму и гранитизации, причем наиболее интенсивно в Татарско-Ишимбинской системе разломов. В более раннюю синколлизийную эпоху (1050—950 млн лет) этого этапа сформированы гранитоидные купола тейского типа, сопровождавшиеся массовым пегматитообразованием. В позднеколлизийную эпоху (880—860 млн лет) были образованы калий-натриевые гранитоидные плутоны каламинского типа. В обширном контактовом ореоле, в зоне воздействия этих плутонов на вмещающие черносланцево-терригенные толщи сформированы дорудные метасоматиты, среди которых размещены более поздние по времени образования золоторудные поля и месторождения. Метаморфизм умеренных давлений фации кианитовых сланцев произошел около 850—830 млн л.н. Генетически он связан с заключительной эпохой эволюции коллизийного орогена и формированием надвигов. Образование кварцево-жильных зон (месторождения Советское, Эльдоратинское и др.) (830—820 млн лет) вполне коррелирует с эпохой формирования шарьяжно-надвиговых структур.

В поздний неопротерозойский этап в зоне Татарско-Ишимбинской системы разломов наиболее интенсивно и многократно проявился рифтогенный и внутриплитный магматизм. В этой же зоне сосредоточены проявления мезопротерозойского вулканизма, а также золоторудные месторождения. Здесь нами выделяются четыре эпохи формирования рифтогенных структур, сопровождавшихся внутриплитным магматизмом на рубежах 780, 750, 700 и 670—650 млн лет. Накопление вулканогенно-терригенных толщ (рыбинская, верхневороговская и др.) сопровождалось повышенной (от 4—10 до 50—60 мг/т) концентрацией золота в углеродистых сланцах, кислых калий-натриевых и основных вулканитах. Выделенные три эпохи формирования золото-арсенопирит-кварцевых, золото-сульфидных и золото-сурьмяных руд вполне отчетливо коррелируют с эпохами заложения и эволюции рифтогенных структур и проявлениями внутриплитного магматизма на рубежах 800—770, 720—700 и 670—650 млн лет. Тектономагматические процессы этих эпох могли сыграть решающую роль в формировании золоторудных концентраций.

Авторы благодарят Н.Г. Бережную, Н.М. Глухову, А.Н. Ларионову, И.В. Николаеву, С.В. Палеского, А.В. Травина за выполненные аналитические исследования.

Исследования осуществлялись по базовому проекту ИГМ СО РАН при поддержке РФФИ (грант 08-05-00521) и Президиумов РАН и СО РАН (интеграционные проекты № 19, 37).

ЛИТЕРАТУРА

Арбатов А.А., Астахов А.С., Лаверов Н.П., Толкачев М.В. Нетрадиционные ресурсы минерального сырья. М., Недра, 1988, 251 с.

Беневольский Б.И. Золото России. М., Геоинформцентр, 2002, 462 с.

Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. Л., Недра, 1978, 295 с.

Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17, № 3, с. 29—45.

Борисенко А.С., Чанг Чонг Хоа, Неволько П.А., Нго Тхи Фьонг, Изох А.Э., Травин А.В., Дашкевич Е.Г. Возрастные рубежи формирования золотого, сурьмяного и сурьмяно-ртутного оруденения Северного Вьетнама // Изв. СО РАН, 2008, № 7, с. 42—50.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 5—21.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 35—52.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Яснев А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или акреционных событий? // Докл. РАН, 2008, т. 419, № 1, с. 90—94.

Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н. Вещественный состав и возраст пенчегинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж // Петрология, 2003, т. 11, № 2, с. 145—163.

Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / Под ред. Г.Н. Бровкова, Л.В. Ли, М.Л. Шермана. Красноярск, КНИИГГиМС, 1985, 291 с.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 22—41.

Динер А.Э. Дорифейский базитовый вулканизм северной части Енисейского кряжа // Проблемы стратиграфии и магматизма Красноярского края и Тувинской АССР. Вып. 2. Красноярск, ВНТГео, 1991, с. 81—87.

Динер А.Э. Эталон захребетнинского трахибазальт-щелочно-трахитового комплекса (Енисейский кряж). Красноярск, Красгео, 2000, 110 с.

Динер А.Э., Качевская Г.И., Качевский Л.К. Эталон чапинского комплекса щелочных пикритов (Енисейский кряж). Красноярск, Красгео, 2000, 78 с.

Дистанов Э.Г., Оболенский А.А., Кочеткова К.В., Борисенко А.С. Удережское сурьмяное месторождение в Енисейском кряже // Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск, Наука, 1977, с. 5—32.

Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

Злобин В.А. Ассоциация высокомагнезиальных вулканитов в колчеданоносной панимбинской толще докембрия Енисейского кряжа и ее геохимическая характеристика // Геология и геофизика, 1980 (11), с. 49—62.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М., Наука, 1992, 192 с.

Козлов П.С., Лепезин Г.Г. Петрология, петрохимия и метаморфизм пород Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (5), с. 3—22.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М., Мир, 1983, 388 с.

Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Романов А.П. Рыбинский эталон попутнинского коматиит-базальтового комплекса (Енисейский кряж). Новосибирск, СНИИГГиМС, 1998, 132 с.

Лиханов И.И., Козлов П.С., Полянский О.П., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Травин А.В., Вершинин А.Е. Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar - ^{39}Ar данным) // Докл. РАН, 2007, т. 412, № 6, с. 799—803.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В. Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1335—1356.

Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография / Ред. О.А. Богатиков. Ч. I. М., Наука, 1983, 376 с.

Магматические горные породы. Основные породы / Ред. О.А. Богатиков. М., Наука, 1985, 486 с.

Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли / Ред. О.А. Богатиков. М., Наука, 1987, 438 с.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родины в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 42—59.

Мионов А.Г., Ножкин А.Д. Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах. Новосибирск, Наука, 1978, 254 с.

Неволько П.А. Геологические и физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2009, 16 с.

Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. Золото-сульфидные месторождения основных промышленных типов. Золото-сульфидно-сурьмяный (ртутно-вольфрам-сурьмяный) тип. Месторождение Олимпиадинское. М., ЦНИГРИ, 1999, 175 с.

- Ножкин А.Д.** Радиоактивные элементы в эволюции земной коры юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1997а, т. 38 (7), с. 1182—1191.
- Ножкин А.Д.** Петрогеохимическая типизация докембрийских комплексов юга Сибири: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1997б, 98 с.
- Ножкин А.Д.** Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1524—1544.
- Ножкин А.Д.** Проявление гренвилльского орогенеза на западной окраине Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН, г. Иркутск, 11—14 октября 2009 г. Т. 2, вып. 7. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009, с. 35—38.
- Ножкин А.Д., Трофимов Ю.П.** Щелочно-гранит-сиенитовая ассоциация Средневоорового массива // Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1982, с. 61—69.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М.** Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993, 221 с.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Петров Ю.М., Малясова З.В.** Геология и радиогеохимия Тейского гранитоидного купола (Енисейский кряж) // Уран и торий в магматическом и метаморфическом петрогенезисе. Новосибирск, Наука, 1983, с. 5—66.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В.** Рифейские гранитоидные купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (9), с. 1305—1313.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А.** Радиоактивные и редкоземельные элементы в метapelитах как индикаторы состава и эволюции докембрийской континентальной коры юго-западной окраины Сибирского кратона // Докл. РАН, 2003, т. 390, № 6, с. 813—817.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В.** Вендское аккреционно-коллизийное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // Докл. РАН, 2007а, т. 415, № 6, с. 782—787.
- Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С.** Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика, 2007б, т. 48 (12), с. 1307—1320.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л.** Sm-Nd изотопная систематика метapelитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // Докл. РАН, 2008а, т. 429, № 6, с. 795—800.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е.** Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика, 2008б, т. 49 (7), с. 666—688.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Ларионов А.Н., Травин А.В.** Мезо- и неопротерозойские магматические ассоциации Рыбинско-Панимбинского пояса Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по интеграционным программам Отделения наук о Земле СО РАН, г. Иркутск, 14—18 октября 2008 г. Т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2008в, с. 46—48.
- Ножкин А.Д., Маслов А.В., Подковыров В.П., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Дмитриева Н.В., Гареев Э.З., Лепихина О.П.** Геохимические особенности терригенных пород рифея Южного Урала и Сибири и вариации зрелости континентальной коры // Геология и геофизика, 2009а, т. 50 (2), с. 95—114.
- Ножкин А.Д., Попов Н.В., Дмитриева Н.В., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Салтыкова Т.Е.** Рифейский коллизийный и внутриплитный магматизм и эволюция континентальной коры западной окраины Сибирского кратона // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. II. СПб., ИП Каталкина, 2009б, с. 60—62.
- Петров В.Г.** Новые данные о проявлении протерозойского вулканизма в северной части Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1970 (1), с. 77—83.
- Петров В.Г.** Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск, Наука, 1974, 138 с.
- Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д.** Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в Заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований // Докл. РАН, 2010, т. 431, № 4, с. 509—515.
- Постельников Е.С., Мусейбов Н.И.** Об особенностях глубинного строения Заангарья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992, т. 67, вып. 2, с. 20—32.
- Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н.** Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М., Научный мир, 2006, 210 с.

Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В. Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника, 2002, № 1, с. 29—41.

Сазонов А.М. Золоторудный процесс в метаморфических толщах: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., ИМГРЭ, 1998, 58 с.

Сазонов А.М., Романовский А.Э., Шведов Г.И., Леонтьев С.И., Звягина Е.А. Ведугинское золото-сульфидное месторождение (Енисейский кряж) // Руды и металлы, 1994, с. 86—97.

Сердюк С.С. Золотоносные провинции Центральной Сибири: геология, минерагения и перспективы освоения. Красноярск, КНИИГИМС, 2004, 478 с.

Томиленко А.А., Гибшер Н.А., Травин А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст серицитов из золотоносных и безрудных кварцево-жильных зон Советского месторождения, Енисейский кряж, Россия // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. М., ГЕОС, 2006, с. 345—349.

Хераскова Т.Н. Новые данные о строении Енисейского кряжа // Геотектоника, 1999, № 1, с. 15—27.

Хоментовский В.В. Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (9), с. 921—933.

Черных А.И. Геологическое строение и петролого-геохимические особенности докембрийских офиолитовых и палеостроводужных комплексов Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 2000, 20 с.

Чугаев А.В., Белов А.Н., Чернышев И.В. Изотопный состав Sr и эволюция источника гидротермальных растворов (на примере золоторудного месторождения Ведуга, Енисейский кряж) // Докл. РАН, 2001, т. 377, № 5, с. 680—683.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Докл. РАН, 2001, т. 379, № 1, с. 94—98.

Arndt N.T., Nisbet E.G. What is komatiite? // Komatiites / Eds. N.T. Arndt, E.G. Nisbet. London, George Allen and Unwin, 1982, p. 19—28.

Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P.E. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution. New York, Perlamon, 1989, 476 p.

Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos, 1990, v. 26, № 1—2, p. 115—134.

Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X. Global record of 1600—700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents // Prec. Res., 2008, v. 160, № 1—2, p. 159—178.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Prec. Res., 2008, v. 160, № 1—2, p. 179—210.

Nesbitt R.W., Sun S.S., Purvis A.C. Komatiites: geochemistry and genesis // Canad. Miner., 1979, v. 17, № 2, p. 165—196.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian Craton; a preliminary assessment // Archean crustal evolution. Amsterdam, Netherlands, 1994, p. 411—459.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // J. Petrol. (Special Lithosphere Issue), 1988, p. 415—445.

Stewart K., Rogers N. Mantle plume and lithosphere contributions to basalts from southern Ethiopia // Earth Planet. Sci. Lett., 1996, v. 139, № 1—2, p. 195—211.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, № 42, p. 313—345.

Whalen J.W., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contr. Miner. Petrol., 1987, v. 95, № 4, p. 407—419.

Zhao J.-X., McCulloch M.T., Korsch R.J. Characterization of a plume-related ~800 Ma magmatic event and its implications for basin formation in central-southern Australia // Earth Planet. Sci. Lett., 1994, v. 121, № 3—4, p. 349—367.

*Поступила в редакцию
24 августа 2010 г.*